Geologie von NW-Chios (Ägäis)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität
Marburg/Lahn

vorgelegt von

Werner Roth
aus Döllbach

Marburg 1968

Fotodruck: Erich Mauersberger, Marburg

Geologie von NW-Chios (Ägäis)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität
Marburg/Lahn

vorgelegt von

Werner Roth
aus Döllbach

Marburg 1968

Fotodruck: Erich Mauersberger, Marburg

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Philipps-Universität Marburg/Lahn als

Dissertation angenommen am 12.6.1968
Tag der mündlichen Prüfung am 6.7.1968
Berichterstatter: Prof. Dr. V. Jacobshagen
Mitberichterstatter: Prof. Dr. Wo. Schmidt

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung	1
Lage des Arbeitsgebietes	1
Erforschungsgeschichte	3
II. Stratigraphie	9
a)Paläozoikum	9
Silur	9
Wenlock	11
Ludlow	11
Nicht genau datierbare Vorkommen	15
Devon	17
Unter-Devon	18
Mittel-Devon	20
Ober-Devon	20
Karbon	27
Unter-Karbon	27
Ober-Karbon und Perm	30
Vulkanite im Paläozoikum	31
b)Mesozoikum: Trias	36
Basale Serie (Skyth)	37
Tieftriadische Massenkalke und Dolomite (Oberskyth - Unteranis)	43
Bunte Serie (Anis)	45
Hornsteinplattenkalke	45
Dünnbankige Kalke	48
Rotkalkkonglomerat	48
Mergelkalke	51
Feingeschichtete und Massige Dolomite und Massiger Algenkalk (Ladin)	52
Feingeschichtete und Massige Dolomite	52
Massiger Algenkalk	53
Gebankte und massige Kalke und Dolomite (Obere Trias)	54
c)Känozoikum:	
Tertiär	56
Quartär	58

Seite

III.Tektonik 60

Das Grauwackengebiet 62
Die varistische Diskordanz 65
Das Mesozoikum 68
Zeitliche Einordnung der tektonischen Ereignisse 73

Paläogeographische Entwicklung 74
Nutzbare Lagerstätten 76
Die Stellung von Chios innerhalb der ostmediterranen Ketten 77

Zusammenfassung 79

IV.Literaturverzeichnis 82

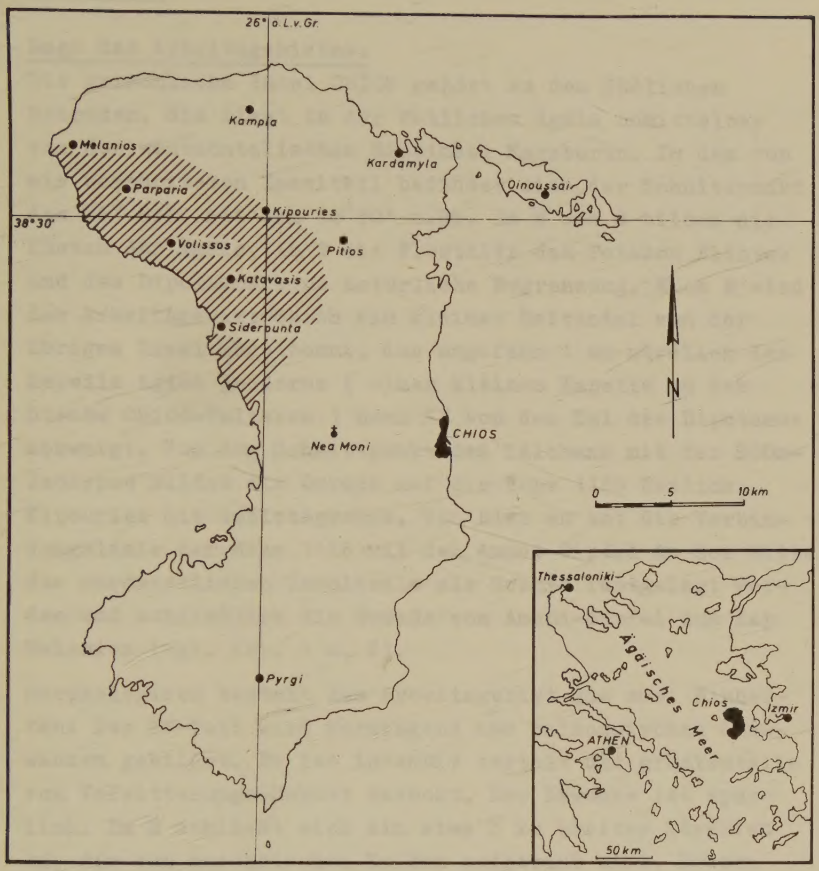
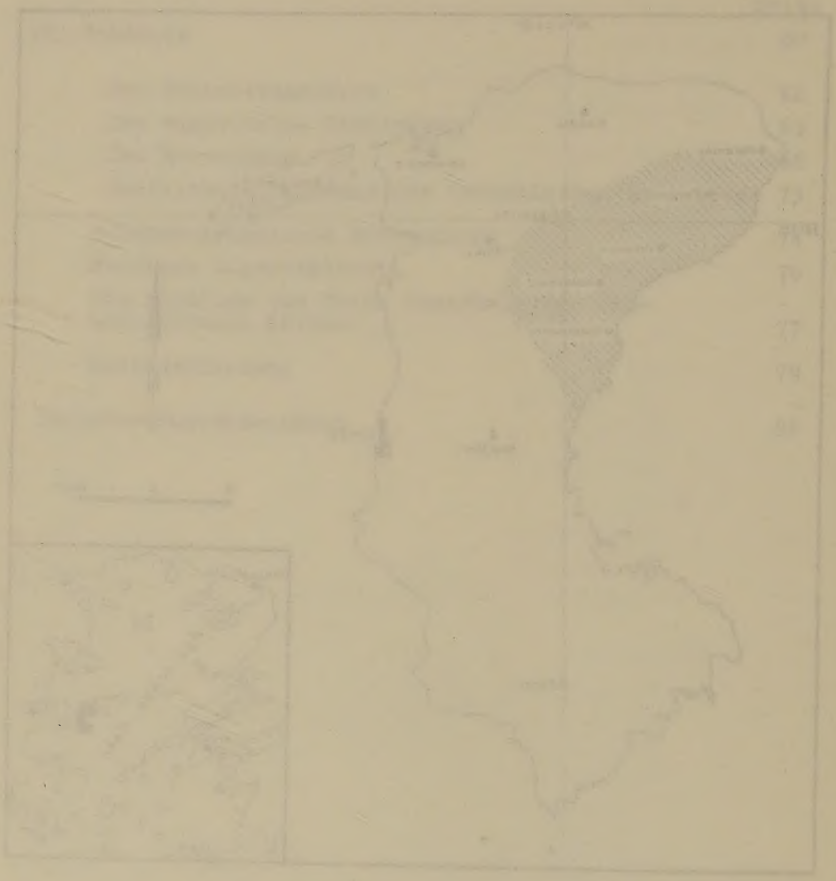


Abb. 1: Die Lage des Arbeitsgebietes (schraffiert) auf der Insel Chios.



I. Einleitung

Lage des Arbeitsgebietes.

Die griechische Insel CHIOS gehört zu den Südlichen Sporaden. Sie liegt in der östlichen Ägäis unmittelbar vor der westanatolischen Halbinsel Karaburun. In dem von mir bearbeiteten Inselteil befindet sich der Schnittpunkt des 26° ö.L. mit dem 38°30' n.Br. Im W und S bilden die Küsten der Ägäis, im E die Flußtäler des Potamos Elintas und des Dipotamos eine natürliche Begrenzung. Nach N wird das Arbeitsgebiet durch ein kleines Seitental von der übrigen Insel abgetrennt, das ungefähr 1 km nördlich der Kapelle Agios Isidoros (einer kleinen Kapelle an der Straße Chios-Volissos) nach NE von dem Tal des Dipotamos abzweigt. Von dem Schnittpunkt des Tälchens mit der 800m-Isohypse bildet die Gerade auf die Höhe 1126 östlich Kipouries die Gebietsgrenze. Von hier an ist die Verbindungslinie der Höhe 1126 mit dem Amani-Gipfel in der Mitte des nordwestlichen Inselteils als Grenze festgelegt worden und schließlich die Gerade vom Amani-Gipfel zum Kap Melanios (vgl. Abb. 1 u. 2).

Morphologisch besteht das Arbeitsgebiet aus zwei Einheiten: Der NW-Teil wird vorwiegend aus paläozoischen Grauwacken gebildet. Er ist intensiv zertalt und größtenteils von Verwitterungs-Schutt bedeckt. Der Bewuchs ist spärlich. Im E schließt sich ein etwa 3 km breiter Streifen an, der von mesozoischen Kalken aufgebaut wird. Dessen stellenweise verkarstete, wellige Oberfläche trägt schütteren Nadelwald. Ein steiler Anstieg trennt ihn von dem nordwestlichen Grauwackengebiet.

Das Arbeitsgebiet wird durch Bäche entwässert, die in der warmen Jahreszeit austrocknen. Ihre Hauptrichtung verläuft einheitlich von NNE nach SSW, also nicht vom zentralen Amani-Gipfel an sternförmig nach außen. Ansiedlungen liegen fast ausnahmslos unterhalb des steilen Trias-Anstieges oder an einer markanten Steilstufe, welche von Dievcha in

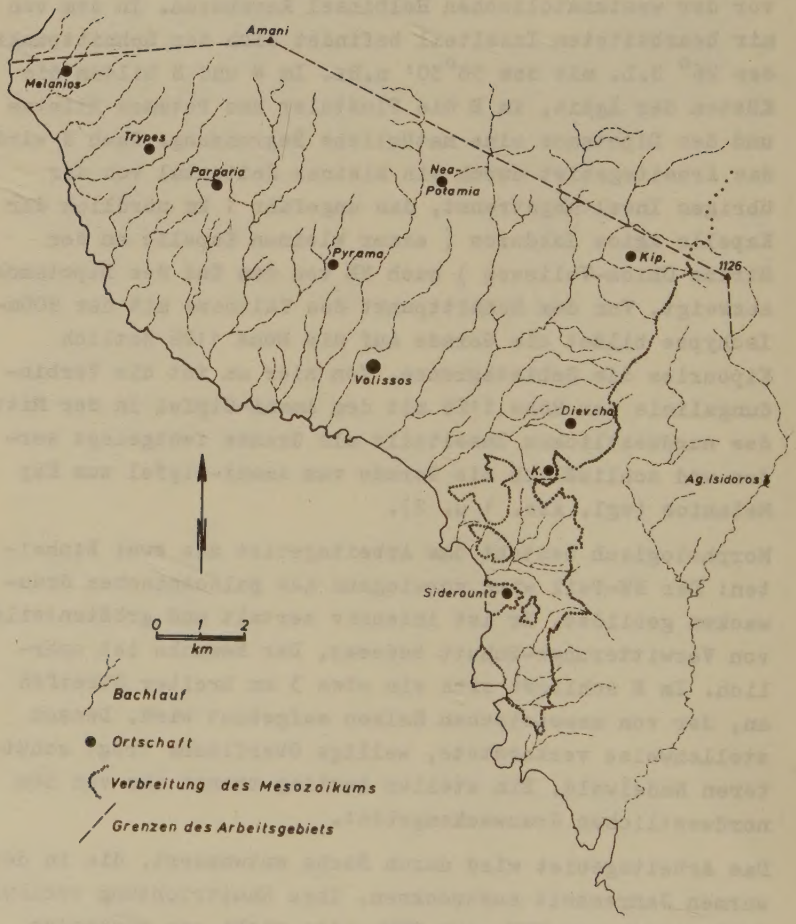


Abb. 2: Grenzen des Arbeitsgebietes, Verlauf der Bäche und Lage der Ortschaften in NW-Chios.

gerader Linie nach NW, zum Kap Melanios zieht. In dem Triasgebiet selbst sind keine Ansiedlungen zu finden (vgl. Abb.2).

Erforschungsgeschichte.

In der vorhandenen geologischen Literatur gibt es nur wenige Mitteilungen über NW-Chios. Die meisten Autoren bearbeiteten in den benachbarten Inselteilen bekannte Fundpunkte von Megafossilien, auffallende Vulkanite oder Lagerstätten. Die folgende Übersicht soll die Erforschungsgeschichte kurz verdeutlichen.

Mit TELLER 1880 begann die eigentliche geologische Erforschung der Insel Chios. Die Gesteine des Grauwackengebietes von NW-Chios hielt er für zeitliche Äquivalente der karbonischen und permischen Schichten von Kardamyla, einem nahe der Ostküste gelegenen Ort. KTENAS 1921-1928 ging bei seinen stratigraphischen Einstufungen von der Vorstellung aus, daß die Insel Chios eine N-S-streichende Großmulde zwischen den beiden Sattelkernen Psara und Oinoussai sei. Ins tiefe Paläozoikum eventuell sogar ins Algonkium, stufte er seine halbmetamorphe Serie M_3 ein. Dieses Schichtglied ist in dem hier behandelten Gebiet nicht aufgeschlossen. Darüber folge, so meinte KTENAS, das "System von Parparia (?Devon)" mit 1000 m Mächtigkeit, zu dem außer den schiefrigen Gesteinen des Amani-Gebirges auch Linsen eines kompakten schwarzen Kalkes gehörten, die er in späteren Arbeiten "Horizont von Ag. Gala" nannte. Über dem "System von Parparia" lagere konkordant das "System von Amani und Keramos" mit einer Mächtigkeit von 1500 m. Das Alter der "Grauwacken, Schiefer, Hornsteine und seltenen Einschaltungen von Diabas und Eruptiv-Breccien" sei vielleicht Unter-Devon. Wiederum konkordant seien darüber die Kalke und Schiefer des "Horizontes von Agrelopos" mit 50-100 m Mächtigkeit abgelagert worden. Nach Funden von Korallen, Brachiopoden und Schnecken hielt ihn KTENAS für Mittel- bis Ober-Devon. Mit Winkeldiskordanz sollten darüber mittel-karbonische Schiefertone und Konglomerate sowie ober-karbonische Kalke mit Fusulinen, Productus und anderen Fossilien folgen. Productus-Kalke

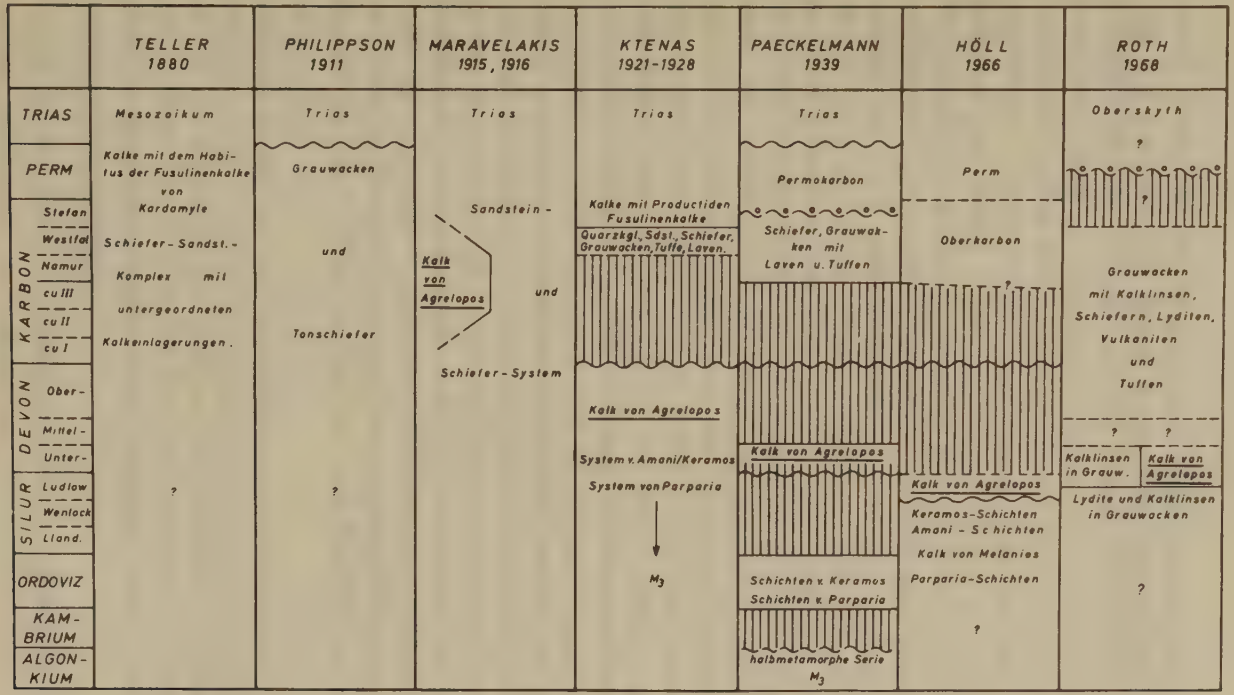


Abb. 3: Stratigraphische Übersicht des Paläozoikums von NW-Chios.

beschrieb KTENAS 1928 auch von mehreren Lokalitäten in NW-Chios.

1939 berichtete PAECKELMANN über eine Korallenfauna aus dem Kalk von Agrelopos, die nach der Bearbeitung von WEISSERMEL "im ganzen ... die Wahrscheinlichkeit eines nicht genauer festgelegten unterdevonischen Alters" nahelegte. Daraus folgerte PAECKELMANN, daß auch die Schichten unter dem Agrelopos-Kalk älter sein müßten als KTENAS vermutet habe, zumal PAECKELMANN zwischen den einzelnen Schichtgliedern Sedimentationslücken und Faltungsphasen annahm.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen kam HÖLL 1966. Er stufte den Kalk von Melanios (entspricht dem "Horizont von Ag. Gala" bei KTENAS) mit einer zweifelhaften Fauna ins höhere Ordovicium bis ins tiefe Gotlandium ein ("nicht älter als Caradoc", HÖLL 1966:18). Dadurch ergab sich für die "Schichten von Parparia" ein ordovicisches Alter. Die "Amani-Keramos-Schichten" sind aufgrund von Funden einiger "Monograptidae (?) indet" nach HÖLL silurisch.

Für die früheren Ansätze zur Stratigraphie des Paläozoikums von NW-Chios waren also einmal die Ansicht über das Alter des Agrelopos-Kalkes und zum anderen die Vorstellung über den tektonischen Bau der Insel entscheidend.

Die Anschauungen über das Alter des Agrelopos-Kalkes haben sich im Laufe der geologischen Erforschung der Insel mehrfach geändert (vgl. Abb. 3). MARAVELAKIS 1915 stufte ihn ohne nährere Angaben ins Karbon ein. Nach KTENAS 1921 sollte er ins Mittel- bis Ober-Devon zu stellen sein. PAECKELMANN belegte durch Fossilfunde unter-devonisches Alter. Schließlich kam HÖLL 1966 ebenfalls durch Korallenfunde zu einer Einstufung ins Ober-Silur (Ludlow).

Die Vorstellung über den großtektonischen Bau von Chios war seit TELLER 1880 fast unverändert geblieben. TELLER beobachtete zwar im nordwestlichen Grauwackengebiet "einen wiederholten Wechsel von Sätteln und Mulden, deren Achsen in N und NNW

streichen", gab aber außerdem den Anstoß zur Modellvorstellung, daß Chios eine große Mulde zwischen den kristallinen Sattelkernen Psara und Oinoussai sei. Noch HÖLL schreibt 1966:22 "Großtektonisch stellt die ganze Fläche, in der die Schichtserie von Parparia-Amani-Keramos zutage tritt, also der ganze Nordwesten der Insel Chios, wie bereits TELLER (1880) und PHILIPPSON (1914) erkannten, den Westflügel einer N-S bis NNW-SSE streichenden Großmulde dar. Ihr Kern ist unter dem Massiv des Pelinäon, rund 6 km östlich Keramos zu suchen".

Das tektonische Konzept der älteren Autoren ist sehr einleuchtend, da südlich des Dorfes Agrelopos der Agrelopos-Kalk steil nach E einfällt und von da an die Grauwacken nach W zunehmend stärker beansprucht sind. Daraus folgerte man, daß alle Schichtglieder unter dem Agrelopos-Kalk von E nach W zunehmend älter seien. Die Ansicht über das Alter der Parparia-Schichten hing dabei wesentlich von dem jeweiligen zeitlichen Ausgangspunkt, der Einstufung des Agrelopos-Kalkes ab.

Die Trias meines Arbeitsgebietes wurde bisher weniger beachtet. TELLER 1880 sprach ganz allgemein von hellen mesozoischen Kalken. PHILIPPSON vermutete 1911, daß der Hauptteil der massigen grauen Kalke in der Kreidezeit entstanden sei. MARAVELAKIS beschrieb 1915 das Profil am Ilias Berg (= "Pelinaion"), wonach Dolomite der Trias und der Kreide den größten Teil des Massivs aufbauten. Detaillierte Profilaufnahmen veröffentlichte KTENAS 1928. Er beschrieb aus dem Tal von Isidor eine Schichtenfolge von roten Marmarotrapeza-Kalken des Anis bis zu schwarzen Megalodonten-Kalken des Karn. KTENAS & RENZ 1931 erwähnten Funde von "Monophyllites Pitamahs und Sageceras sp." auf dem Weg oberhalb von Katavasis.

Vulkanische Gesteine waren zunächst nur von N-Chios bekannt. MARAVELAKIS vertrat noch 1915 die Ansicht, daß 'sich die auf der Insel vorhandenen Eruptiva nur im Kampia-Tal fänden'. Aber schon KTENAS beschrieb diabasische Gesteine in einem Flußtälchen unterhalb von Katavasis.

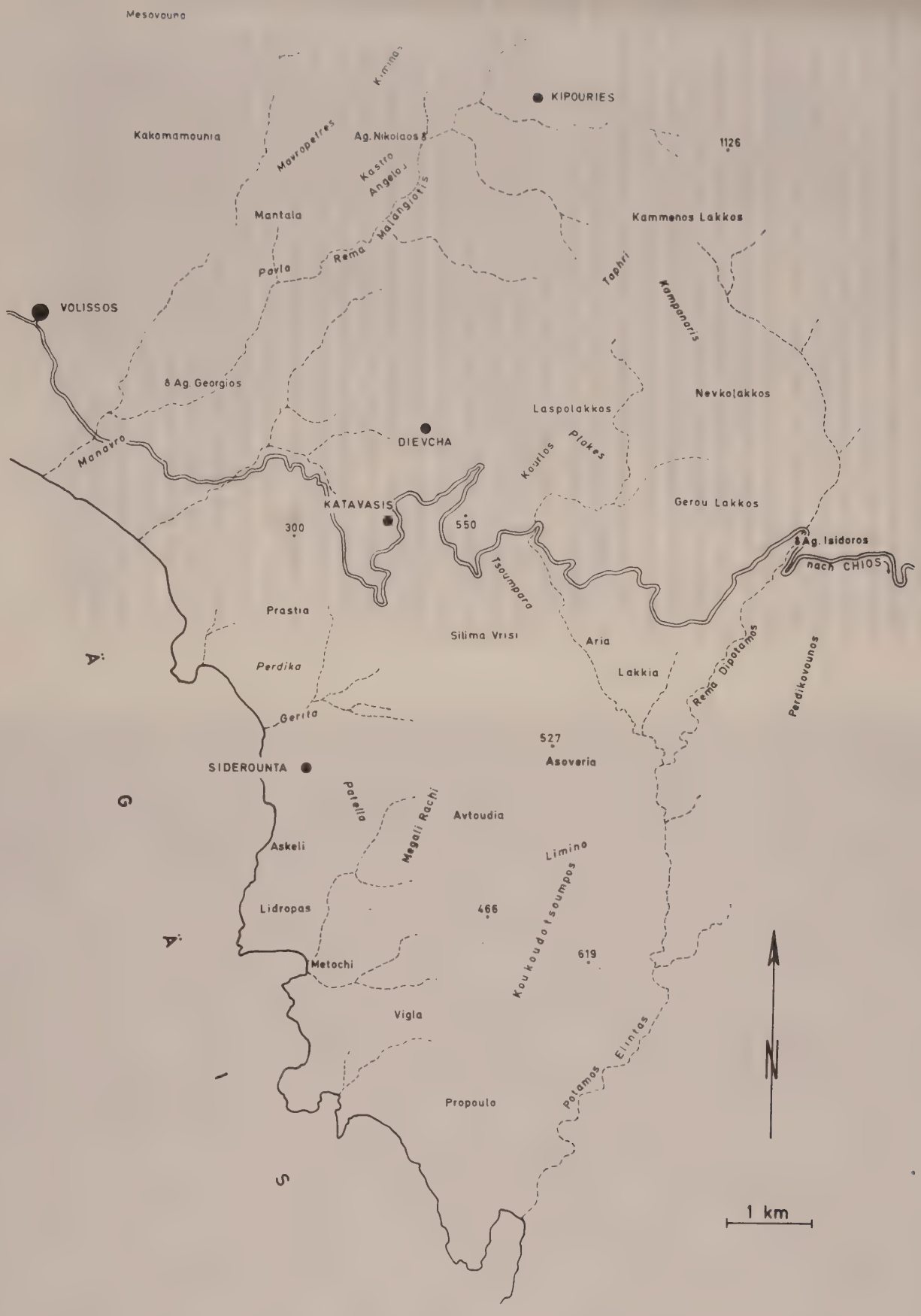


Abb. 4: Topographische Übersicht von NW-Chios. Die Lokalitäten nach Angaben der Bevölkerung sind in schräger Schrift eingetragen.

Seit 1962 kartieren Doktoranden des Marburger Geologischen Institutes auf der Insel Chios. Ich habe im Sommer 1964 die Geländearbeiten zu meiner Dissertation begonnen und 1966 abgeschlossen. Als topographische Unterlage diente eine Vergrößerung der Karte 1:50 000. Der von mir bearbeitete Inselteil ist etwas über 140 km^2 groß. Die Lage der im Text erwähnten Lokalitäten gibt die Abb. 4 wieder. Ortsbezeichnungen nach Angaben der Bevölkerung wurden in schräger Schrift eingetragen. Proben, welche bei Begehungen mit Herrn G. Herget entlang der gemeinsamen Gebietsgrenze entnommen wurden, erhielten die Nummern 108, 203, 206/3, 208/4, 210/3; diese Nummern sind in den Abbildungen unterstrichen worden. Dadurch sollen doppelte Numerierungen und Irrtümer vermieden werden. Alle bearbeiteten Proben werden im Geologischen Institut Marburg/L. aufbewahrt.

Das Thema dieser Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. C. W. Kockel. Nach dessen Tod übernahm Herr Prof. Dr. V. Jacobshagen die Betreuung und Förderung meiner Untersuchungen, wofür ich ihm großen Dank schulde. Herr Prof. Dr. M. K. Mitzopoulos vom Geologischen Institut der Universität Athen und Herr Generaldirektor Prof. Dr. Zachos des Institute for Geology and Subsurface Research in Athen unterstützten den Gang der Geländearbeiten in vorbildlicher Weise. Auch den Herren Dr. P. Bender aus Marburg, Prof. Dr. H. Flügel und Dr. W. Gräf aus Graz, Prof. M. Herak aus Zagreb, Prof. Dr. R. Huckriede aus Marburg, Dr. W. Struve aus Frankfurt, Prof. Dr. O. H. Walliser aus Göttingen bin ich für Hilfe bei der Bearbeitung von Fossilfunden sehr zu Dank verpflichtet. Die Herren Dr. St. Dürr aus Marburg, Prof. Dr. W. Hentschel aus Wiesbaden, Doz. Dr. H. H. Lohse und Dr. K. Müller aus Marburg bestimmten dankenswerterweise meine petrographischen Proben. Auch meine Gebietsnachbarn und Kommilitonen vom Geologischen Institut Marburg haben mich im Gelände technisch unterstützt und vermittelten mir in Diskussionen wertvolle Anregungen.

Seit 1962 kartieren Doktoranden des Marburger Geologischen Institutes auf der Insel Chios. Ich habe im Sommer 1964 die Geländearbeiten zu meiner Dissertation begonnen und 1966 abgeschlossen. Als topographische Unterlage diente eine Vergrößerung der Karte 1:50 000. Der von mir bearbeitete Inselteil ist etwas über 140 km^2 groß. Die Lage der im Text erwähnten Lokalitäten gibt die Abb. 4 wieder. Ortsbezeichnungen nach Angaben der Bevölkerung wurden in schräger Schrift eingetragen. Proben, welche bei Begehungen mit Herrn G. Herget entlang der gemeinsamen Gebietsgrenze entnommen wurden, erhielten die Nummern 108, 203, 206/3, 208/4, 210/3; diese Nummern sind in den Abbildungen unterstrichen worden. Dadurch sollen doppelte Numerierungen und Irrtümer vermieden werden. Alle bearbeiteten Proben werden im Geologischen Institut Marburg/L. aufbewahrt.

Das Thema dieser Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. C. W. Kockel. Nach dessen Tod übernahm Herr Prof. Dr. V. Jacobshagen die Betreuung und Förderung meiner Untersuchungen, wofür ich ihm großen Dank schulde. Herr Prof. Dr. M. K. Mitzopoulos vom Geologischen Institut der Universität Athen und Herr Generaldirektor Prof. Dr. Zachos des Institute for Geology and Subsurface Research in Athen unterstützten den Gang der Geländearbeiten in vorbildlicher Weise. Auch den Herren Dr. P. Bender aus Marburg, Prof. Dr. H. Flügel und Dr. W. Gräf aus Graz, Prof. M. Herak aus Zagreb, Prof. Dr. R. Huckriede aus Marburg, Dr. W. Struve aus Frankfurt, Prof. Dr. O. H. Walliser aus Göttingen bin ich für Hilfe bei der Bearbeitung von Fossilfunden sehr zu Dank verpflichtet. Die Herren Dr. St. Dürr aus Marburg, Prof. Dr. W. Hentschel aus Wiesbaden, Doz. Dr. H. H. Lohse und Dr. K. Müller aus Marburg bestimmten dankenswerterweise meine petrographischen Proben. Auch meine Gebietsnachbarn und Kommilitonen vom Geologischen Institut Marburg haben mich im Gelände technisch unterstützt und vermittelten mir in Diskussionen wertvolle Anregungen.

Der Deutsche Akademische Austauschdienst unterstützte in großzügiger Weise vom Sommer 1965 an meine Geländearbeiten durch Gewährung eines Stipendiums. Auch dafür möchte ich hier meinen Dank aussprechen.

II. Stratigraphie

a) Paläozoikum

Das Paläozoikum von NW-Chios besteht zum größten Teil aus hellbraun anwitternden, mittelkörnigen Grauwacken. In der Nähe des Trias-Randes sind häufig Grauwackenschiefer eingelagert. Daran ist die Schichtung gut zu erkennen. Im Zentrum des Gebietes werden diese Schiefer-Einlagerungen seltener. Es treten dafür lokal grobkörnige bis konglomeratische Partien auf, die jedoch nicht über größere Erstreckung zu verfolgen sind. Quarzitische Bänke kommen häufig vor. In der Nähe vom Kap Melanios sind die Gesteine offensichtlich stärker mechanisch beansprucht. Durchlaufende Bänke sind nicht mehr erkennbar, es kommen nur noch stark durchbewegte und zerscherte, linsenförmige Gesteinskörper vor. Fallen und Streichen einzelner Bänke sind nicht mehr meßbar.

In die eintönigen Grauwackensedimente sind nur lokal Schiefer und Kalklinsen eingelagert. Es ist deshalb nicht möglich, durchlaufende Profile aufzunehmen, vielmehr mußte versucht werden, aus kleinen Einzelabschnitten ein Profil zu rekonstruieren. Für das gesamte Paläozoikum von NW- und N-Chios ist das in einer Sonderpublikation (HERGET & ROTH 1968) schon geschehen.

Im folgenden werden nur die eingestuften Kalke, Schiefer und Kieselschiefer beschrieben. Es wird aber hervorgehoben, daß der größte Teil der Schichtenfolge aus Grauwacken besteht.

Silur

Von NW-Chios waren bislang noch keine sicher belegten Silur-Vorkommen bekannt. Aus Kalkproben wurden mehrere Conodonten-Faunen silurischen Alters gewonnen. Die älteste Fauna belegt

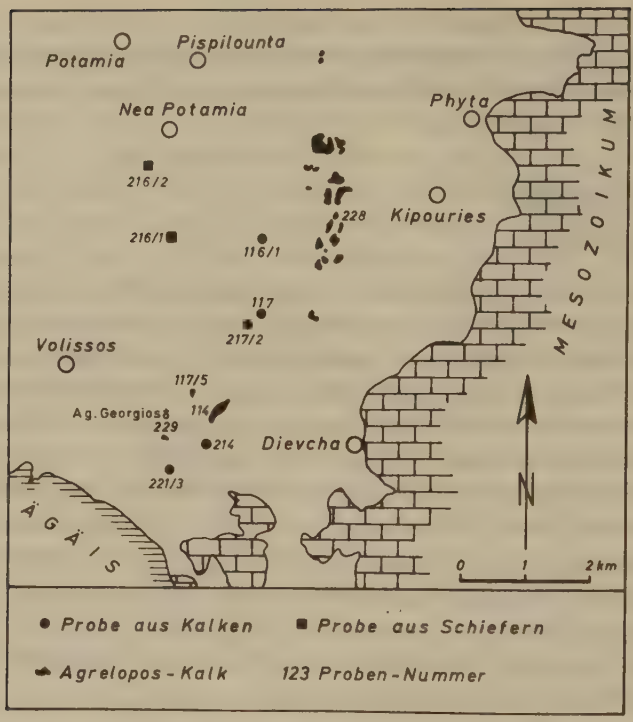


Abb. 5: Verbreitung von Silur und Unter-Devon in NW-Chios.

Abb. 6: Aufschluss-Skizze des Wenlock-Kalkes nordöstlich von Volissos.

Wenlock. Sie stammt aus einem Kalk, der unter Wechsellagerung aus schwarzen, stark zerrütteten Kieselschiefern hervorgeht. Die Kieselschiefer sind sicher älter als der Kalk (s.u.). Petrographisch gleiche Kieselschiefer wurden noch an mehreren Stellen beobachtet. Es kann also nicht angegeben werden, inwieweit auch Gesteine älter als Wenlock am Aufbau des Arbeitsgebietes beteiligt sind. Das gilt vor allem auch für fossilarme Grauwacken.

Auffallend ist die regionale Verbreitung der Silur-Vorkommen in NW-Chios. Sie treten ausnahmslos in dem Gebiet östlich der Linie Volissos-Potamia, also im E-Teil des großen Paläozoikum-Gebietes von NW-Chios auf (vergl. Abb. 5).

Wenlock

Oberhalb des Weges, der von Volissos zur Gegend Kastro Angelou führt, steht auf 170 m Höhe südlich des Mantala-Hügels gebankter, schwarzer, stark zerklüfteter Kieselschiefer an, der keine Fossilien geliefert hat. Nach oben schalten sich einige unreine Kalkbänkchen ein, die sehr viele eckige Trümmer von Kieselschiefern enthalten. Darüber folgen mehrere Bänke eines grauen, grobspätigen, bituminösen Kalkes (vgl. Abb. 6). Hieraus wurde die Probe 117 entnommen. Sie enthielt folgende Conodontenfauna:

Amorphognathus n.sp. WALLISER
Hindeodella equidentata RHODES
Kockelella patula WALLISER
Lonchodina greilingi WALLISER
Neoprioniodus multiformis WALLISER
Oneotodus sp.
Ozarkodina media WALLISER
Ozarkodina cf. ziegleri WALLISER
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)
Spathognathodus inclinatus (RHODES)
Spathognathodus pennatus WALLISER

Das Kalkvorkommen ist also in das Wenlock (Patula-Zone) einzustufen (Zonengliederung nach WALLISER 1964:94).

Ludlow

Innerhalb des Paläozoikums von Chios wurde dem Kalk von Agrelopos in der Literatur besondere Aufmerksamkeit geschenkt.Der

Name stammt von einem kleinen Ort im Norden der Insel, in dessen Umgebung dieses Schichtglied besonders verbreitet ist. Von Agrelopos zieht der Kalk mit Unterbrechungen nach S bis in die Nähe der Küste bei Volissos.

Die hellen Kuppen der größeren Vorkommen fallen schon von weitem ins Auge. Der Kalk ist nicht einheitlich ausgebildet: Es kommen weißlichgraue bis bräunliche Varietäten vor, in denen lokal rote Schlieren auftreten. Meistens ist er massig und enthält Megafossilien: Korallen, Brachiopoden und Crinoiden. Einzelne Vorkommen im S des Verbreitungsgebietes lassen noch Schichtung erkennen. Hier konnten zwar keine Megafossilien beobachtet werden, doch lieferten einige Proben Conodonten:Am linken Ufer des Rema Malangiotis ungefähr auf 40 m Höhe und ca. 300 m südlich der Kapelle Agios Georgios steht der südlichste Agrelopos-Kalk an. Eine Probe von dieser Lokalität (Probe 229) lieferte folgende Conodontenfauna:

Hindeodella equidentata RHODES
Lonchodina greilingi WALLISER
Lonchodina cf. walliseri ZIEGLER
Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)
Neoprioniodus multiformis WALLISER
Ozarkodina media WALLISER
Plectospathodus extensus RHODES
Spathognathodus bidentatus BISCHOFF & ZIEGLER
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)

Neoprioniodus multiformis kommt in der crassa- bis siluricus-Zone des Ludlow vor.

In 50 m Meereshöhe stehen 600 m nordöstlich der Kapelle Agios Georgios westlich des Rema Malangiotis hellgraue feinkörnige Kalke mit feinen schwarzen Streifen an. Hier wie auch bei dem vorher beschriebenen Vorkommen ist kein stratigraphischer Verband zu den umgebenden Grauwacken und Schiefern feststellbar. Die entnommene Probe Nr. 117/5 enthielt folgende Fauna:

Hindeodella equidentata RHODES
Ligonodina silurica BRANSON & MEHL
Ligonodina cf. salopia RHODES
Lonchodina greilingi WALLISER
Neoprioniodus bicurvatus WALLISER
Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)

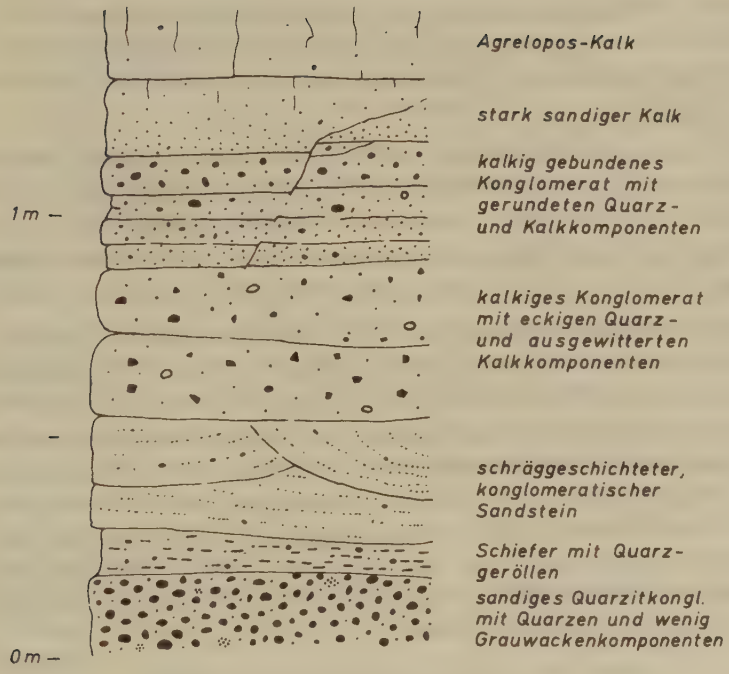


Abb. 7: Säulenprofil aus dem Liegenden des Agrelopos-Kalkes am Kiminas.

Neoprioniodus latidentatus WALLISER
Ozarkodina media WALLISER
Plectospathodus extensus RHODES
Spathognathodus inclinatus (RHODES)
Spathognathodus steinhornensis
cf. eosteinhornensis WALLISER
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)
Trichonodella inconstans WALLISER

Unter diesen Arten ist keine Leitform. Aus dem Fehlen von typischen Unter-Devon-Conodonten schließt Prof. Walliser (Göttingen), daß die Fauna noch ins oberste Ludlow gestellt werden müsse.

Aus einem Agrelopos-Kalk, der sich zwischen Kiminas und Kastro Angelou in 200 m Höhe befindet, wurde eine Probe (Nr. 228) aufgelöst, die eine nicht näher bestimmbare Fauna enthält. Walliser hält die Conodonten für nicht älter als eosteinhornensis-Zone, die dem obersten Teil des böhmischen $e\beta_2$ entspricht.

Im Tal westlich Kipouries an der Lokalität Kastro Angelou stehen hell anwitternde, massige Kalkkuppen an, die an mehreren Stellen von gut gerundeten Quarzkonglomeraten unterlagert werden. Zwischen den Konglomeraten und den Kalken in ihrem Hangenden besteht ein allmählicher Übergang (siehe Abb. 7). Bei den Kalkvorkommen handelt es sich um Riff-Gestein, aus dem eine Korallenfauna aufgesammelt wurde. Bei der Bearbeitung stellte sich heraus, daß ein Teil der Fauna stark umkristallisiert ist. Unter den brauchbaren Formen dominieren tabulate Korallen. Es wurden bestimmt:

Favosites gotlandicus aberrans REGNELL
Favosites sp.
Pselophyllum ex. aff. vestitum POČTA
Thamnopora reticulata minor WEISSERMEL

Da echte Leitformen fehlen, kann die Fauna nur als ? Ober-Silur/Unter-Devon eingestuft werden.

Die Altersbefunde aus den geschichteten, "riff-ferneren" Teilen des Agrelopos-Kalkes stehen damit in Widerspruch zu der Datierung mit Korallen aus dem massigen Riffkalk, eine Tatsache, die unterschiedlich gedeutet werden kann. Es ist möglich, daß die Riffe während ihres Wachstums die Silur-Devon Grenze über-

schritten haben und einen devonischen Anteil enthalten. Für wahrscheinlicher halte ich jedoch, daß der schlechte Erhaltungszustand diesen Widerspruch nur vortäuscht. Für diese Erklärung spricht auch eine Einstufung durch HÖLL, dessen Fauna von einer Lokalität außerhalb meines Arbeitsgebietes stammt. Sie enthält (Bearbeitung durch WELLNHOFER):

Arachnophyllum diffluens (EDWARDS & HAIME)
Coenites lonsdalei (d'ORBIGNY)
Cyathophylloides aff. manipulatus (POČTA)
Entelophyllum cf. pseudodianthus (WEISSERMEL)
Favosites aff. gotlandicus LAMARCK
Heliolites (Heliolites) porosus turcicus WEISSERMEL
Thamnopora reticulata minor WEISSERMEL

Brachiopoden- und Crinoidenreste

Stromatoporoidea indet.

" Die vorliegende kleine Korallenfauna trägt bezüglich ihres Alters t y p i s c h s i l u r i s c h e n C h a r a k t e r . Im ganzen kann auf Grund der Beziehungen zum Obersilur Bithyniens und der Karnischen Alpen die Fauna ins L u d l o w gestellt werden " (WELLNHOFER in HÖLL 1966:21).

Den Agrelopos-Kalk stufe ich deshalb ins Ludlow ein mit dem Vorbehalt, daß er auch einen unter-devonischen Anteil enthalten kann.

Nicht genau datierbare Vorkommen.

Neben dem bereits beschriebenen Silur liegen von einigen Lokalitäten Faunen vor, die eine genaue Einstufung nicht ermöglichen:

Am NW-Hang des Berges Mavropetres wurde in 250 m Meereshöhe aus geschichteten Partien eines grauen, meist dickbankig bis massigen Kalkes die Probe 116/1 entnommen, deren Fauna sich wie folgt zusammensetzt:

Neoprioniodus sp.
Ozarkodina sp.
Spathognathodus inclinatus (RHODES)
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)
Trichonodella inconstans WALLISER

Diese Fauna repräsentiert den Zeitraum oberes Wenlock bis

Proben Nr.:	116/1	117	117/5	214	216/1	216/2	217/2	221/3	229	212/1
Amorphognathus n. sp.		●								
Belodella triangularis						●				
Hindeodella equidentata		●	●				●		●	
Hindeodella aff. equidentata						●				
Hindeodella priscilla					●					
Hindeodella aff. priscilla						●				
Hindeodella sp.										●
Icriodus sp.				●						●
Kockelella patula		●								
Ligonodina cf. salopia			●							
Ligonodina silurica			●							
Lonchodina greilingi		●							●	
Lonchodina aff. greilingi			●							
Lonchodina cf. walliseri									●	
Neoprioniodus bicurvatus			●							
Neoprioniodus excavatus			●				●		●	●
Neoprioniodus latidentatus			●							
Neoprioniodus multiformis		●							●	
Neoprioniodus sp.	●									
Oneotodus sp.		●								
Ozarkodina media		●	●				●		●	
Ozarkodina typica denckmanni					●					
Ozarkodina cf. ziegleri		●								
Ozarkodina sp.	●					●				
Paltodus cf. recurvatus						●				
Paltodus rotundatus							●			
Paltodus sp.				●	●					
Plectospathodus extensus			●						●	●
Polygnathus linguiformis linguif.					●					●
Spathognathodus bidentatus									●	
Spathognathodus inclinatus	●	●	●							●
Spathognathodus pennatus		●								
Spath. steinhornensis cf. eosteinhornensis			●							
Spath. steinhornensis cf. remscheidensis										●
Trichonodella excavata	●	●	●					●	●	
Trichonodella aff. excavata				●						
Trichonodella inconstans	●		●							
Trichonodella aff. symmetrica				●						

Abb. 8: Conodonten-Faunen aus dem Silur und Unter-Devon von NW-Chios.

unteres Ems; das höhere Alter ist jedoch nach Ansicht von Walliser wahrscheinlicher.

Auf dem Mesovouno stehen in 480 m Höhe 650 m südsüdwestlich des neuen Dorfes Nea Potamia olivgrüne Schiefer an. Hier wurde eine Conodonten-Fauna gewonnen, die auffallend viele Einzähner enthält (Probe Nr. 216/2):

Belodella triangularis (STAUFFER)
Hindeodella aff. equidentata RHODES
Hindeodella aff. priscilla STAUFFER
Ozarkodina sp.
Paltodus cf. recurvatus RHODES

Diese Fauna belegt Ludlow bis Unter-Ems. Für eine genauere Einstufung wäre die Kenntnis der stratigraphischen Reichweiten der Einzähner erforderlich.

Neben dem Weg von Volissos zum Kastro Angelou steht am S-Hang des Mantala-Berges in 80 m Höhe ein schwarzer feingeschichteter Kalk an, aus dem die Probe 217/2 entnommen wurde. Sie lieferte die Conodonten-Arten:

Hindeodella equidentata RHODES
Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)
Ozarkodina media WALLISER
Paltodus rotundatus PANDER

Auch diese Fauna besteht aus Durchläufer-Formen, welche vom Wenlock bis ins Devon vorkommen.

Ca. 300 m nördlich der Straße Katavasis-Volissos in der Gegend Manavro steht in einer Höhe von 50 m über NN ein massiger bräunlicher Kalk an.

Die hier entnommene Probe 221/3 enthielt nur

Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL).

Eine genaue Einstufung ist also auch hier nicht möglich.

Devon

Nachdem WELLNHOFER den Agrelopos-Kalk ins Ludlow eingestuft hatte, war nach der Literatur in NW-Chios kein fossil-belegtes

Schichtglied des Devons vorhanden. Neben den am Schluß des vorangehenden Kapitels beschriebenen Faunen aus dem Zeitraum Ober-Silur/Devon konnte ich im Rahmen dieser Arbeit anhand von zahlreichen Conodonten-Proben erstmals Unter- und Ober-Devon nahezu lückenlos belegen. Die vorhandenen Proben verteilen sich über das ganze Grauwackengebiet (vgl. Abb. 5 u. 9). Durchlaufende Profile fehlen. Die gewonnenen Faunen stammen aus Kalklinsen und Schiefer-Einlagerungen innerhalb der eintönigen Grauwacken-Serie von unbekanntem Alter.

Unter-Devon

Eindeutiges Unter-Devon konnte paläontologisch an folgenden Lokalitäten nachgewiesen werden:

1 km ostnordöstlich der Kapelle Ag. Georgios wurde am linken Hang oberhalb des Rema Malangiotis in 80 m Höhe aus einem tonreichen, graubraunen, welligen Kalk, der von sehr vielen Calcit-Adern durchzogen wird, die Probe 114 entnommen. Sie enthält reichlich Kalkalgen (Codiaceen) der Art

Litanaia anirica MASLOW, 1956

Maslow beschrieb sie aus dem Unter-Devon (Gedinne) des Kuznezk-Beckens.

820 m ostsüdöstlich der Kapelle Ag. Georgios steht in 90 m Seehöhe ein spätiger brauner Kalk in dünnen Bänken an, der neben unbestimmbaren Korallen eine kleine Conodontenfauna geliefert hat (Probe 214):

Hindeodella aff. equidentata RHODES
Icriodus sp.
Paltodus sp.
Trichonodella aff. symmetrica (BRANSON & MEHL)

Diese Fauna wurde von Walliser ins Unter-Devon gestellt.

2,5 km nordöstlich Volissos wurde oberhalb der Straße nach Nea Potamia bei der Gegend Kakomamounia in 290 m Höhe aus grünen Schiefern eine Conodontenfauna gewonnen, die folgende Arten enthielt:

Abb. 9: Die Fundpunkte ober-devonischer Conodonten-Faunen in NW-Chios.

(Probe 216/1): Hindeodella priscilla STAUFFER
Ozarkodina denckmanni ZIEGLER
Paltodus sp.
Polygnathus linguiformis HINDE
Spathognathodus sp.

Durch Polygnathus linguiformis konnte diese Fauna ins Ems eingestuft werden.

Die Verteilung der Proben im Gelände ist auf die gleiche Region beschränkt wie die Proben des Silurs (vgl. Abb. 5).

Mittel-Devon

Das Mittel-Devon konnte bislang auf Chios nicht nachgewiesen werden, eine Tatsache, die mehrere Erklärungen zuläßt. Daß es tektonisch unterdrückt sei, halte ich für unwahrscheinlich. Auch fehlen meiner Meinung nach Hinweise für eine Unterbrechung der Sedimentation.

Da schon während des Unter-Devons eine fortschreitende Abnahme der Kalksedimentation feststellbar ist - vermutlich gelang es aus diesem Grund auch nicht, die Siegen-Stufe paläontologisch zu belegen -, möchte ich eine weitere Kornvergröberung der Sedimente annehmen. Unter dieser Vorraussetzung ist es wahrscheinlich, daß zur Zeit des Mittel-Devons vorwiegend fossilfreie Grauwacken abgelagert worden sind.

Ober-Devon

Im Paläozoikum von Chios hat das Ober-Devon die meisten Fossilien geliefert. Die Grauwacken enthalten viele Tonschiefer-Horizonte dazu auch Kalke und Kieselschiefer; in allen diesen Einlagerungen konnte ich mit Hilfe von Conodonten sämtliche Stufen des Ober-Devons nachweisen. Außer Conodonten wurden auch Megafossilien gefunden.

Mustert man die Fundpunkte mit ober-devonischen Faunen (Abb.9), so fällt auf, daß die Kalke fast ausnahmslos da auftreten, wo auch schon Silur und Unter-Devon in Kalkfazies nachgewiesen werden konnten. Bei der Bearbeitung der Schiefer-Proben hat es sich gezeigt, daß auch bei dünnen Schiefer-Paketen eine

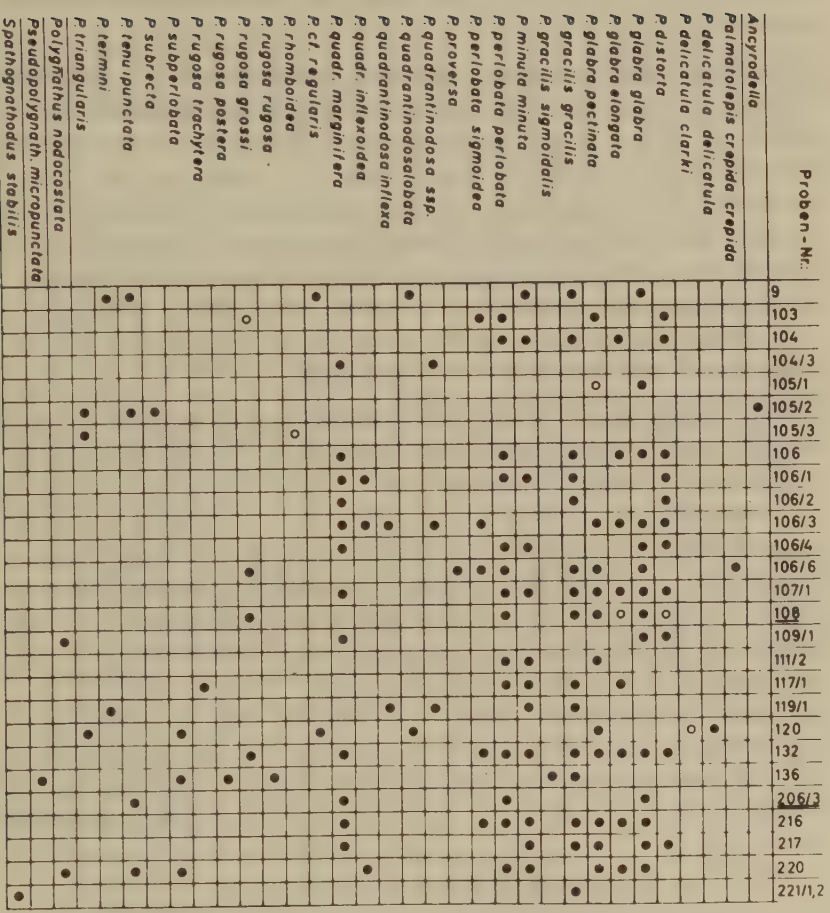


Abb. 10: Conodonten-Faunen aus dem Ober-Devon von NW-Chios.

streng horizontierte Probenentnahme erforderlich ist, weil man anderenfalls leicht Mischfaunen aus mehreren Conodonten-Zonen erhält.

In unserem Gebiet sind die Conodonten-führenden S c h i e f e r von unterschiedlicher Beschaffenheit: Gelbbraune milde Tonschiefer, welche ebenflächig spalten, lieferten reiche Faunen. Allerdings ist der Erhaltungszustand der Fossilien darin oft schlecht. In grünen quarzitischen Schiefern konnten die besten Faunen gefunden werden. Bei Kieselschiefern gelang es nur, aus weicheren Zwischenlagen Conodonten zu gewinnen. Aus der geringen Anzahl von Faunen des tiefsten Ober-Devons kann man schließen, daß zu dieser Zeit wenig Pelite abgelagert worden sind. Kalke aus dieser Zeit fehlen ganz.

Die im folgenden beschriebenen Fundpunkte befinden sich durchweg in grünlichen quarzitischen Schiefern, die gelblichbraun verwittern und nicht besonders gut spalten. Ihre Bruchflächen sind meistens muschelig. Auf den Klüften ist häufig ein dunkelbrauner Anwitterungsbelag zu finden. Von der Gesamtzahl der Proben soll hier nur eine Auswahl beschrieben werden, so daß alle belegten Stufen aufgeführt sind. Aus der Abb. 9 sind die Fundpunkte und aus der Abb. 10 die jeweils vorhandenen Arten der übrigen Proben zu ersehen:
Westlich unterhalb des Weges, der von der Ortschaft Trypes nach N führt, stehen in 540 m Meereshöhe bei der Lokalität Kofinos Schiefer an, die eine Mischfauna von to Iα bis ins höhere Ober-Devon geliefert haben (Probe 106/6). Die Anwesenheit eines

Palmatolepis proversa ZIEGLER

beweist, daß in den Schiefern auch tiefstes Ober-Devon enthalten ist.

Die Probe 105/2 schließt unmittelbar an den tiefsten Bereich der vorhergehenden Probe an. Sie wurde 300 m westsüdwestlich des HP 775, 500 m nördlich der Lokalität Vourlia im Amani-Gebirge in 700 m über NN entnommen und enthielt:

Ancyrodella sp.
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST
Palmatolepis triangularis SANNEMANN

Damit wird die Probe in die obere dubia-Zone bis untere triangularis-Zone (toI(β)$_\gamma$-toIδ) eingestuft.

Von der triangularis-Zone bis in die obere crepida-crepida-Zone (toIδ - toIIα) reicht die Fauna der Probe 120. Sie stammt von einer Lokalität nahe der Küste: 120 m östlich der Bucht Gliphada, südlich HP 144, 90 m über dem Meer. Es wurden

Ozarkodina sp.
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis cf. regularis COOPER
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL
Palmatolepis triangularis SANNEMANN

bestimmt.

Der Zeitabschnitt der quadrantinodosa-Zone (toIIβ -to IIIα) wird durch die Probe 107/1 belegt. Sie wurde 1,2 km nördlich Parparia in 620 m Höhe etwa 130 m westlich des Weges, welcher von Parparia zum Amani-Gebirge führt, gewonnen und enthält folgende Arten:

Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis glabra elongata HOLMES
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER
Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER

Die jüngste Schieferprobe (Nr. 104) wurde 1,75 km nordöstlich Melanios und 500 m westlich der Höhenangabe 551 in 440 m über NN entnommen. Nach den Arten:

Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL
Palmatolepis glabra elongata HOLMES
Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER
Polygnathus sp.

reicht die Probe bis in die obere velifera-Zone (toIIIβ). Das höhere Oberdevon ließ sich in Schiefer-Fazies nicht sicher belegen. Aber westlich der oben beschriebenen Silur-Vorkommen konnte aus K a l k e n toII - toV (?VI) lückenlos belegt werden.

Zwischen Kastro Angelou und Kiminas, ca. 100 m westlich der Kapelle Agios Nikolaos, welche im Tal unterhalb Kipouries liegt, in einer Höhe von 200 m wurden in Grauwacken kleine Linsen eines mittelgrauen bituminösen Kalkes mit dicken Kalzitadern gefunden. Nach der Fauna der entnommenen Probe 9,

Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN
Palmatolepis cf. regularis COOPER
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN
Palmatolepis termini SANNEMANN,

gehören diese Kalklinsen in die obere crepida-crepida-Zone (toIIα). Ca. 80 m nordöstlich der Höhenangabe 114, 1,5 km westlich Dievcha 100 m über NN liegt der Fundort einer weiteren Kalklinse. Es handelt sich hier um einen mittelgrauen ungeschichteten Kalk mit dunklen Äderchen. Daraus stammt die Probe 216 mit

Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis glabra elongata HOLMES
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis perlobata sigmoidea ZIEGLER
Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER

Damit ist ?rhomboidea-Zone bis obere quadrantinodosa-Zone (toIIβ-toIIIα) belegt.

Eine Fauna des to IIIβ lieferte die Probe 117/1. Sie stammt aus einem massigen, hellen, stellenweise bräunlichen Kalk, der auch unbestimmbare Cephalopoden enthält. Er steht in einigen dicken Bänken auf dem Höhenrücken nordwestlich des Kastro Angelou, 3,75 km nordöstlich Volissos, 2,75 km südwestlich Kipouries in einer Höhe von 310 m an. In der Fauna konnten

Palmatolepis glabra elongata HOLMES
Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER
Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER

bestimmt werden.

Südöstlich der Gegend Pavlo, 250 m südlich der Höhenzahl 202 östlich des Rema Malangiotis, fand sich in 110 m Meereshöhe eine kleine Kalklinse, von der die Probe 136 abgeschlagen wurde. Es handelt sich um einen hellbraunen massigen Kalk mit Calcit-Adern und zahlreichen, etwa parallel verlaufenden Druck-Suturen. Neben stark umkristallisierten Schalen-Querschnitten enthielt die Probe folgende Conodonten:

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL
Palmatolepis gracilis sigmoidalis ZIEGLER
Palmatolepis helmsi ZIEGLER
? Palmatolepis rugosa rugosa ZIEGLER
Palmatolepis rugosa postera ZIEGLER
Palmatolepis rugosa ssp.

Palmatolepis rugosa postera und Palmatolepis helmsi belegen die styriaca-Zone (to IV/ to V). Palmatolepis gracilis sigmoidalis kommt aber erst in der costatus-Zone vor (to V/ to VI). Nach der Meinung von P. Bender (Marburg) ist diese Fauna ins höchste to V (untere costatus-Zone) einzustufen, to VI ist fraglich.

An verschiedenen Stellen des Grauwackengebietes habe ich Kalke mit Cephalopoden festgestellt, die nach ihren Conodonten-Faunen ins mittlere Ober-Devon gehören. Aber nur aus einem Kalkvorkommen konnten die Megafossilien isoliert werden. Sie stammen aus einer senkrecht stehenden, feingeschichteten grauen Kalkbank, in welche massenhaft Goniatiten eingelagert sind. Die Fauna ist schlecht erhalten, doch konnte ich folgende Arten feststellen

Cheiloceras amblylobus SANDBERGER
Cheiloceras pompeckji WEDEKIND
Cheiloceras aff. aequisellatum SCHINDEWOLF
Cheiloceras cf. lagowiense GÜRICH
Cheiloceras cf. oxyacantha SANDBERGER
Cheiloceras cf. planilobus SANDBERGER
Tornoceras simplex v.BUCH

Die Bestimmungen wurden von Prof. Walliser bestätigt.

Von der gleichen Lokalität am N-Hang des Prastia-Hügels, in 100 m Höhe, südlich der Straße Katavasis-Volissos, 500 m westlich der ersten Brücke stammt auch die Conodonten-Probe 220 (zum Arten-Inhalt vergl. Abb. 10).

Abb. 11: Unter-Karbon - Faunen in NW-Chios.

Karbon

Die Schichtlücke, die KTENAS, PAECKELMANN und HÖLL im Paläozoikum von NW-Chios annahmen, umfaßte auch das Unter-Karbon. Ober-Karbon glaubte KTENAS in der Fazies von Productiden-Kalken an mehreren Lokalitäten beobachtet zu haben. Aufgrund meiner Untersuchungen bin ich zu dem Ergebnis gekommen, daß für mein Arbeitsgebiet keine der beiden Ansichten zutrifft.

Unter-Karbon

Bislang war sicher datiertes Unter-Karbon aus NW-Chios nicht bekannt. Bei der Neubarbeitung habe ich über das gesamte Gebiet verteilt Unter-Karbon nachgewiesen (vgl. Abb. 11 und 12). Dabei ist es für den tektonischen Aufbau der Insel wichtig, daß sowohl der Kalk von Melanios ("Kalk von Panagia" bzw. "Kalk von Ag. Gala" der älteren Literatur) als auch Proben vom Kap Melanios, dem westlichsten Punkt der Insel, sicher ins Unter-Karbon eingestuft werden konnten. Der genannte Kalk von Melanios zieht von Ag. Gala im N bogenförmig bis in die Nähe von Trypes im S. Er ist das einzige Kalkvorkommen des Jungpaläozoikums, das aufgrund seiner Mächtigkeit und Ausdehnung bergbildend auftritt. Alle übrigen Altersdatierungen des Unterkarbons stammen aus kleinen Kalklinsen oder dünnen Bänkchen, die nur geringe Ausdehnung haben. An zwei Stellen konnten auch aus Kieselschiefern Conodonten der Gattung Gnathodus gewonnen werden (Probe 119 und 119/2). An mehreren Stellen liegen auf den Kieselschiefern dunkle Kalke. Ca. 1,6 km westnordwestlich der Kirche Panagia Pagousena, nordöstlich der Lokalität Vourlia, ist in 610 m Höhe in hell anwitternden Kieselschiefern eine dm-dicke Kalkbank eingelagert, von der die Probe Nr. 105/4 stammt. Sie enthielt

Pseudopolygnathus dentilineata E.R. BRANSON,

der nach MEISCHNER 1967 bis zur Grenze cuI/cuII vorkommt. Eine andere Kalkprobe (Probe 120/1), die oberhalb der Bucht Gliphada, 300 m südwestlich der Kapelle Ag. Isidoros, 80 m über dem Meer aus einem dunklen sandigen Kalk - welcher über

Proben-Nr.:	105/4	106/5	110/1	111	111/1	111/3	112	113	119	119/2	120/1	165	165/1	165/2	165/3	166	166/1	166/2	166/3	167	168	203	210/3	221
Gnathodus bilineatus	●	○	●	●	●			●																
Gnath. comm. commutatus	●	●	●	●	●	○	●	●																
Gnath. comm. homopunctatus	●	●	●					●															○	
Gnath. comm. nodosus				●							●												●	
Gnath. delicatus	●		●				●	●			●													
Gnath. girtyi					○						●													
Gnath. punctatus	●									●														
Gnath. semiglaber	●	●	●					●										●			●			
Gnath. texanus	●					○						○	●		●									
Gnath. sp. indet.									●	●						●	●							
Palmatolepis distorta	●						○																	
P. gracilis gracilis	●							●																
Pseudopolygnath. dentilineata	●																							
P. triangula triangula	●																							
Scaliognathus anchoralis	●						●				●													
Siphonodella obsoleta	●																							
Spathognathodus strigosus	○																							

Abb. 12: Conodonten-Faunen aus dem Unter-Karbon von NW-Chios.

Kieselschiefern abgelagert wurde - stammt, lieferte ein nicht mehr vollständig erhaltenes Exemplar eines

Polygnathus cf. pura VOGES.

Diese Art kommt nur im cuI vor. Deshalb spricht auch die Probe 120/1 dafür, daß in meinem Arbeitsgebiet während des cuI Kalke entstanden sind.

Das Kulm II wird durch eine größere Anzahl von Conodonten-Faunen belegt, vor allem im Kalk von Melanios. Dessen Ausbildung ist wechselhaft: An einigen Stellen ist der Kalk massig und tritt in Form von mächtigen Linsen auf. Andere Bereiche zeigen eine Wechsellagerung von Kalk- und Schieferlagen. Beide Varietäten werden von dicken Calcit-Adern durchzogen. Der Gehalt an Conodonten ist niedrig, und bei den meisten Faunen ist ein großer Teil der Conodonten zerbrochen oder beschädigt. Mit der Probe 165/3 aus dem Taleinschnitt 1,2 km südwestlich Melanios, bei 170 m Höhe, und der Probe 166/2, die 600 m südwestlich Melanios oberhalb der Straße in 210 m über NN entnommen wurde, konnte der Kalk-Zug in den Zeitraum cuIIβ/γ - cuIII$\alpha(\beta)$ eingestuft werden. Das gleiche Alter haben auch die übrigen kleinen Kalk-Vorkommen im Grauwacken-Gebiet.

Eindeutig jüngere Faunen lieferten die Proben 111 und 111/1. In beiden Fällen stammen die Kalke aus einer Breccie, welche zum größten Teil aus aufgearbeiteten Grauwacken besteht, aber auch Kalk-Komponenten aufweist, die nur ausnahmsweise über 10 cm groß sind. Diese Breccien sind vor allem im zentralen Amani-Gebirge verbreitet, einige wurden jedoch auch in dem übrigen Gebiet gefunden. Ihre Genese ist unklar. Die Probe 111/1 wurde 100 m nordwestlich HP. 775, 1 km westsüdwestlich des Amani-Gipfels in 770 m Meereshöhe entnommen und lieferte folgende Conodonten-Fauna:

Gnathodus bilineatus (Roundy)
Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL)
Gnathodus cf. girtyi HAAS

Die Probe 111 wurde an der Straße zur Kirche Panagia Pagousena, in 550 m Höhe und 300 m südwestlich der Kirche, entnommen.
Ihre Fauna besteht aus:

Gnathodus bilineatus (ROUNDY)
Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL)
Gnathodus commutatus nodosus BISCHOFF

Nach MEISCHNER 1967 belegen diese Faunen cuIII/β bis tiefstes Ober-Karbon. In der Nähe des Triasrandes konnten im S-Zipfel der Grauwacken-Verbreitung Megafossilien gesammelt werden. Diese Grauwacken östlich des Streifens mit Silur, Unter-Devon und kalkigem Ober-Devon enthalten keine Einlagerungen von Kieselschiefern, Kalklinsen oder Konglomeraten. Feinkörnige Grauwacken und dünnblättrige Grauwackenschiefer herrschen vor. Mikrofossilien konnten nicht gefunden werden.

In der Gegend Askeli, 1 km südlich Siderounta, wurde eine Fauna mit zahlreichen Brachiopoden aufgesammelt, die Dr.W. Struve (Frankfurt) folgendermaßen beschreibt:

" Nr. 219/1 ist Unterkarbon. Der Fundpunkt enthält Leptagonia, Brachythyrina?, Productacea und einen zwar kümmerlichen, aber einwandreien Schwanzrest eines Phillipsiidae."

Auch die Brachiopoden-Fauna der Probe 222 wurde von Struve ins Unter-Karbon eingestuft. Sie stammt aus einer kalkigen Konkretion nahe der Küste westlich des Hügels Prastia, 2 km nordwestlich Siderounta.

Darüber hinaus konnten außer Crinoiden-Stielgliedern und Bryozoen der Gattung Fenestella aus Grauwacken nördlich der Bucht von Metochi und am Osthang des Hügels Prastia keine weiteren Faunen gesammelt werden.

Es muß aber noch das massenhafte Vorkommen von Pflanzen-Häcksel auf den Schichtflächen der Grauwacken in der Nähe des Trias-Randes erwähnt werden. Obwohl Abdrücke von über 10 cm Länge gefunden wurden, ließen sich keine Bestimmungen vornehmen (freundl. mündliche Mitt. von Prof. Dr. H. Schweizer, Bonn).

Ober-Karbon und Perm

Wie schon zu Beginn dieses Kapitels angegeben, konnten Ober-Karbon und Perm in meinem Gebiet nicht nachgewiesen werden. Autochthones Perm ist auch sonst in Chios nicht bekannt geworden (KAUFFMANN 1967, BESENECKER et al. 1968).

Vulkanite im Paläozoikum

Das Paläozoikum von Chios enthält eine Reihe von vulkanischen Gesteinen. Im Gelände ist es oft sehr schwierig, sie von den Grauwacken in ihrer Umgebung zu unterscheiden, besonders wenn die Vulkanite verwittert oder vererzt sind.

Einen Einblick in die Vielfalt der vulkanischen Gesteine sollen die folgenden Beispiele geben(mikroskopische Befunde nach Angaben von Prof. Dr. H. Hentschel, Wiesbaden):

Diabase treten in nordwestlich-streichenden Gängen auf. Die grobkörnigen Varietäten zerfallen bei der Verwitterung zu braungrünem Gesteinsgrus, in dem einzelne runde Kerne von frischem Gestein zu finden sind. Da sie rascher verwittern als die umgebenden Grauwacken, entstehen am Ausstrich im Gelände ganz typische Senken, die sich gut verfolgen lassen. An den neuen Straßenanschnitten sind die Diabasgänge auch gelegentlich im frischen Zustand zugänglich.

2 km nordöstlich Volissos wurde neben der Straße aus einem grobkörnigen, stark verwitterten Diabasgang die Probe Nr. 53 entnommen. Mikroskopischer Befund: Grobkörniger intrusiver Diabas (Plagioklas - Pyroxen - Titanomagnetit - Chlorit).

Feinkörnige Diabase sind beständiger gegen Verwitterung und bilden im Gelände sogar kleine Härtlinge, zum Beispiel 1 km südlich der Kirche Panagia Pagousena.

Diabasporphyrite kommen gangförmig oder als größere Komplexe bergbildend vor. Im frischen Zustand sind sie grün gefärbt und enthalten Feldspat-Einsprenglinge, die an der Oberfläche leicht herauswittern. Außerdem sind bis zu dm-große, eckige Partien mit Einsprenglingen von gleichmäßig feinkörnigem, grünen Gestein umgeben, so daß die Vulkanite wie eine Breccie aussehen. An manchen Stellen sind die löchrigen Partien mit den Einsprenglingen rund und erinnern an Bombentuff. Eine Probe von dem Hügel Mavropetres, 3,5 km nordöstlich Volissos ergab folgenden mikroskopischen Befund (Probe Nr. 217/1): Diabas-Porphyrit mit großen Einsprenglingen aus frischem Pyroxen und kleineren serizitisierten Plagioklas-Einspreng-

lingen. Grundmasse sehr feinkörnig (vgl. Probe Nr. XVI weiter unten).

Diabas-Tuff(Schalstein) kommt mit den genannten Gesteinen zusammen vor, z.B. auf dem Höhenzug 1 km nordöstlich Parparia, wo man in geradliniger Anordnung eine Anzahl gerundeter Blöcke antrifft. Ihr graues feinkörniges Gestein erweist sich u. d. M. als submariner Diabas-Tuff (echter Schalstein).

Kurz bevor die Straße von Katavasis nach Volissos das erste Flußtal quert, kreuzt ein Gang die Fahrbahn, dessen stark zersetztes Grüngestein (Probe 226) nach dem mikroskopischen Befund am ehesten als Tuff mit 1 cm großen Lapilli aus Diabasporphyrit anzusprechen ist.

Neben Diabasen kommen auch keratophyrische Gesteine vor. So lieferte ein Lesestein nahe der Höhe des Prastia-Hügels die Probe 71/2.Mikr. Befund: Tuff, z.T. mit Keratophyr-Komponenten in chloritischer Matrix: Diabas-Keratophyr-Tuff.

Am Straßeneinschnitt der Straße von Parparia zur Kirche Panagia Pagousena wurde 1,5 km von Parparia entfernt im Verband mit Kieselschiefern ein graues, zum Teil geschichtetes, feinkörniges Gestein mit mm-großen hellen Einschlüssen festgestellt. Die Probe 161 ließ u.d.M. einen stark zersetzten, kleinkörnigen Tuff (wahrscheinlich eher keratophyrisch als diabasisch) erkennen.

Vielfältig sind die vulkanischen Gesteine in der Umrandung des Kalkes von Melanios. Es kommen verschiedenartige, grüne, oft geschieferte und mylonitische Gesteine neben harten, eckig absondernden Partien vor. Um möglichst alle Gesteinstypen zu erfassen, wurde eine Reihe von Proben entnommen.

Nach Angaben von Prof. Hentschel liegen sie "offenbar in einer leicht metamorphen Zone. Das wirkt sich im Mineralbestand meist nur dort aus, wo eine Durchschieferung des Gesteins eingetreten ist".
Es folgt eine Aufzählung der Proben und des mikroskopischen Befundes. Sie wurden 1 km nordöstlich Melanios von dem Kalk von Melanios an in nordöstlicher Richtung entnommen (vgl.Abb. 13).

Abb. 13: Lage der Entnahme-Stellen von Vulkanit-Proben in NW-Chios.

Probe II wurde 3 m nordöstlich des Kalkzuges von Melanios entnommen. Sie besteht aus grünlichem Gestein mit schwarzen Einsprenglingen. Mikr. Befund: Diabasporphyrit-ähnliches Gestein, tektonisch zerschert, einzelne Plagioklas-Einsprenglinge, Grundmasse aus Plagiokl., Chl., Erz, stark umgewandelt, unruhig fleckig sehr feinkörnig.

Probe III wurde aus einer Senke von 15 m Breite, in der graues, weiches, blasiges Gestein ansteht, entnommen. Mikr. Befund: Porphyrit mit reichlich idiomorphen Plagioklas-Einsprenglingen und sehr vereinzelten serpentinisierten Mafit-Einsprenglingen (Olivin? Enstatit ?).

Probe V wurde von einem grünlichen, hell anwitternden Gestein entnommen. Es steht in einer Breite von 15 m an. Mikr. Befund: Spilitischer Diabas mit intersertalem Gefüge ohne Einsprenglinge; albit. Plagioklas, kein Pyroxen, Chlorit, und in Umwandlung begriffener Biotit (?) in kleinen Kriställchen, vielleicht etwas Klinozoisit.

Probe VI wurde aus einem grauen, rötlich anwitternden Gestein entnommen, das 12 m breit ausstreicht. Mikr. Befund: Porphyrit, mit intersertalem Feldspat-Leisten-Gefüge; Einsprenglinge von Plagioklas, spilitisch (kein Pyroxen).

Probe XII wurde aus einer kleinen Senke von 7 m Breite entnommen. Es handelt sich um hellgraues, dichtes, bröckeliges Gestein. Mikr. Befund: Keratophyr mit sehr grobem trachytischem pflasterartigen Gefüge. Fast reines Feldspatgestein. Alle Feldspäte sind ± schachbrett-albitisierte Kalifeldspäte.

Probe VIII stammt von einer kleinen Kuppel aus dichtem, hellgrauem Gestein. Mikr. Befund: Keratophyr, Feldspatporphyrisch, Einsprengling- und Grundmasse-Feldspäte stark serizitisiert; sekundär Quarz in Nestern in der Grundmasse.

Probe IX stammt von der gleichen Lokalität wie Probe VIII. Mikr. Befund: wahrscheinlich heterogener, aus verschiedenen Gesteinskomponenten bestehend: Keratophyr und Diabas. Zusammen verschiefert.

Probe X wurde 50 m weiter nordöstlich entnommen. Es handelt sich um ein helles, gelbliches, dichtes Gestein mit dünnen Adern. Mikr. Befund: Keratophyr: Trachytisches Gefüge, unruhig fluidal mit fleckenweise stark wechselnder Korngröße, fast alles Feldspat. Adern bestehen aus Quarzpflaster.

Probe XI stammt von der gleichen Lokalität wie Probe Nr. X, die als größere Komponente im Gestein der Probe Nr.

XI vorkommt. Es handelt sich um ein porphyrisches Gestein mit Grenzbereich gegen groben Tuff oder Konglomerat. Das Gestein ist stark tektonisch beansprucht und etwas flaserig zerschert. Mikr. Befund: Porphyrit mit Einsprenglingen von Plagioklas und chloritisierten Mafiten (wahrscheinlich Pyroxen). Grundmasse hyalophitisch: relativ wenig kleine Feldspat-Leisten in trüber (wahrscheinlich vormals glasiger) Matrix, die jetzt aus einem Gemenge von Chlorit, Leukoxen und anderen nicht bestimmbaren Mineralien besteht.

Probe XII wurde 50 m weiter nordöstlich von Probe Nr. XI entnommen. Sie stammt von einem grünlichen, harten Gestein mit kleinen, rundlichen Löchern. Mikr. Befund: Quarzkeratophyr. Ziemlich grobkörniges Feldspatgestein, Kalifeldspäte sind albitisiert, mit dazwischen etwas größeren Quarz-Körnern, Zwischenmittel: wenig Chlorit. Die Adern bestehen aus grobem und sehr feinem Quarzpflaster.

Eine weitere Serie von Proben wurde im Tal der Quellfassung von Melanios, oberhalb der Straße, entnommen:

Probe XIII Hellgraues, dichtes, hartes Gestein mit großen von Quarz erfüllten Blasenräumen. Mikr. Befund: Quarzkeratophyr mit großen Quarzpflaster-erfüllten Blasenräumen. Grundmasse teils stengelige Feldspate, teils feinkörniger Feldspat-Untergrund, reichlich Klinozoisit-Körner (wahrscheinlich Pumpellyit). Idiomorphe Karbonat-Rhomboeder (wahrscheinlich Siderit), sekundär vererzt und weitgehend ausgebrochen oder herausgelöst.

Probe XIV Hellgraues Gestein mit einer braunen Kruste von Eisenverbindungen. Mikr. Befund: Deutlich fluidales Keratophyr-Gestein, stark serizitisiert; möglicherweise ein Ignimbrit; serizitisierte Kali-Feldspäte vereinzelt gerade noch erkennbar.

Probe XV Grünliches, dichtes hartes Gestein, splitterig. Mikr. Befund: Keratophyr mit feintrachytischem Gefüge. Kali-Feldspatleisten der Grundmasse (stark) serizitisiert, wenig Chlorit, z.T. in Flecken, außerdem Erzkörnchen. Ignimbrit nicht vollkommen ausgeschlossen.

Probe XVI Grünes, schiefriges oder fluidales, fleckiges Gestein. Mikr. Befund: Porphyrit mit reichlich Pyroxen-Einsprenglingen, die meist total chloritisiert sind. Grundmasse sehr feinkörnig: Feldspat - Chlorit - Erz.

Probe XVII Feinkörniges, grünes Sedimentgestein, lagenweise braun verfärbt. Mikr. Befund: Grauwacke, feinkörnig, mit reichlich neugesproßten Stilpnomelan-Nadeln; mineralfaziell bedeutsam!

Probe 118/1 wurde ca. 1 km südöstlich von Melanios unmittelbar neben Kalk von Melanios entnommen. Hellgrünes, schiefriges Gestein mit dichtem Grundgewebe und rundlich-länglichen mm-großen Einschaltungen. Stellenweise fluidales Gefüge. Mikr. Befund: Mischgestein: Keratophyr-Gerölle in schalsteinähnlicher diabasischer Masse.

Probe 104/2 wurde 750 m östlich von Melanios, ebenfalls nahe dem Kalk von Melanios, entnommen. Es ist ein hellgrünes, dichtes Gestein mit dunklen, mm-großen Einschlüssen. Mikr. Befund: Porphyrit; devergentstrahlige Grundmasse mit Plagioklas-Einsprenglingen und Neusprossung (?) großer Karbonat-Kristalle.

Aus den beschriebenen Beispielen wird deutlich, daß Vulkanite im Grauwackengebiet von NW-Chios eine wesentlich größere Verbreitung besitzen als bislang angenommen worden war. Es ist überdies zu vermuten, daß unter Grauwackenschutt hier und da noch weitere Vorkommen vulkanischer Gesteine verborgen sind.

Für die zeitliche Einstufung der Vulkanite gibt es im Arbeitsgebiet wenig Anhaltspunkte. Ein Geröll aus mürbem, grünen Vulkanit in den Konglomeraten unter dem Agrelopos-Kalk beweist, daß vulkanische Tätigkeit schon vor dem Ober-Silur stattgefunden hat. Die Hauptmasse der Diabase, Diabas-Porphyrite und Tuffe ist aber sicher erst nach dem Oberdevon entstanden, denn am W-Hang des Kephala südwestlich Kampia wurden unter grünen Vulkaniten Kalklinsen mit einer Conodonten-Fauna des toV/VI gefunden. Durch diese Fauna ist bewiesen, daß der Diabas-Vulkanismus frühestens am Ende des Oberdevons begonnen haben kann. Das Mindest-Alter der Vulkanite ist nicht so eindeutig festzulegen. Aus Grauwacken 400 m oberhalb der genannten Vulkanite wurde Visé nachgewiesen. Doch nur unter der Bedingung, daß die Vulkanite schichtparallel abgelagert wurden und außerdem eine ungestörte Abfolge vorliegt, sagt diese Datierung etwas über das Alter der Vulkanite aus (vgl. HERGET & ROTH 1968).

b) Mesozoikum: Trias

Über den gefalteten Grauwacken und Grauwacken-Schiefern beginnen die Ablagerungen des Mesozoikums mit einem markanten

Konglomerat-Horizont, der nach oben in gebankte Sandsteine übergeht. Sandige Kalke und dunkle, gebankte bis plattige Kalke, in die lokal Dolomit-Horizonte eingelagert sein können, setzen das Profil fort. Stellenweise treten dolomitische Rotkalke und grüne Tuffe auf. Über dieser vorwiegend klastisch ausgebildeten Basis des Mesozoikums folgen Karbonat-Gesteine in großer Mächtigkeit, die das Profil der Trias im wesentlichen aufbauen. Nur im Anis wurden noch einmal sandige und konglomeratische Horizonte abgelagert.

Basale Serie (Skyth)

Unter dieser Bezeichnung werden die 'Basalen Konglomerate', 'Basalen Sandsteine' und 'Basalen Bankkalke' zusammengefaßt. Zwischen den angeführten Schichtgliedern gibt es fließende Übergänge; sie gehören zu einem sedimentären Zyklus.

Die Untergrenze der Basalen Konglomerate ist markant, ihr Kontakt zu den Grauwacken im Liegenden wurde sehr wahrscheinlich tektonisch überprägt.

Aus den Konglomeraten entwickeln sich die Basalen Sandsteine, die in ihren unteren Partien meist noch konglomeratisch sind. Nach oben werden sie zunehmend kalkig und gehen in die Basalen Bankkalke über.

Einen guten Eindruck von der Ausbildung der Basalen Serie vermittelt das Profil am N-Ufer der Bucht von Metochi, südlich Siderounta. Hier sind aufgeschlossen:

Hangendes: Heller massiger Kalk, der zu den Tieftriadischen Dolomiten und Massenkalken gehört. Von den basalen Partien wurde die Probe P 16 abgeschlagen.

9 m hellgrauer massiger Kalk mit Calcit-Adern. Der Kalk ist feingeschichtet und wittert rauh an. Die Probe P 15 stammt hieraus.

1,4 m brecciöser, heller massiger Kalk. Er lieferte Pr. P 14

12 m dünnbankige graublaue Kalke mit weißen Kalkspat-Adern. Die Schichtflächen wittern rauh an. Es wurden die Proben P 11 - 13 entnommen.

ca. 3 m Grünlicher Tuff mit Kalk-Auswürflingen bis zu 0,5 m

Länge, die schichtparallel eingeregelt sind. Es wurde die Probe 68 entnommen. Der mikroskopische Befund ergab: Kristall-Tuff aus± idiomorphen Plagioklasen und Quarz-Kristallkörnern, eingebettet in Kalkschlamm.

15 m gelbliche Kalke und helle massige Dolomite.

3,5 m Knolliger Rotkalk. Hieraus stammt Probe P 10.

ca.25m Helle gelbliche Dolomite und Kalke, teilweise etwas kieselig. Enthalten Kalkalgen. Bank-Mächtigkeiten mehrere dm bis m.

ca.45m Graue sandige Kalke, gelblich anwitternd. Auf den welligen Schichtoberflächen dünne Mergellagen. Die Bänke sind meist dünner als 10 cm und knollig ausgebildet. Es kommen häufig Megafossilien vor. In diesem Horizont wurden von unten nach oben die Proben P 5-9 entnommen.

18 m Braune und graue Sandsteine, Mergellagen und sandige Kalkbänkchen. Die Bank-Mächtigkeiten betragen einige cm bis 0,5 m. In den höheren Partien zunehmend Makrofossilien. Hieraus wurden die Proben P 1-4 entnommen.

19 m Graue Sandsteine und dm-dicke ockerfarbige Bänke (kalkfrei) in Wechsellagerung. In den Schichtfugen finden sich Mergellagen. Die einzelnen Sandsteinbänke wittern rund an. Die ockerfarbenen Bänke werden oben häufiger, hier sind auf den Schichtflächen die ersten Fraßgänge zu beobachten. Einfallen: 293/27.

12 m Vorwiegend grünlich-graue, gebankte Sandsteine. Die schlecht gerundeten Körner sind mittel- bis grobkörnig. Teilweise sind Schrägschichtung und Geröll-einstreuungen zu beobachten. An der Küste sind diese Sandsteine zellig angewittert.

1,20 m Graue Sandsteinbänke mit Lagen von eckigen Körnern bis 5 mm Ø, in Wechsellagerung mit violettroten Mergellagen.

4,75 m Quarzkonglomerat (wie zu Beginn des Profils).

1 m Violettrote, sandige Mergellagen von dm-Dicke mit eingelagerten Quarzkonglomeratbänkchen.

2 m Sehr grobkörnige, violettrote Breccie, mit eckigen Komponenten bis 20 cm Ø aus Quarziten und aufgearbeiteten Quarzkonglomeraten.

ca. 10 m Quarzkonglomerat. Grobe Lagen mit Geröllen von mehr als 5 cm Ø wechseln mit sandigen Partien ab. An Komponenten treten Grauwacken, Quarz und Lydite auf; z.T. sind sie nur kantengerundet. Schräg-schichtung ist verbreitet.

Liegendes: Paläozoische Grauwacken.

Im übrigen Arbeitsgebiet ist die Basale Serie nicht mehr so vollständig aufgeschlossen. An einzelnen Profilteilen wird aber deutlich, daß sie nicht überall gleich ausgebildet ist:
Am Fuß und am Gegenhang des Megali Rachi, knapp 3 km nordwestlich der Bucht von Metochi, befinden sich Aufschlüsse in dem Basalen Konglomerat mit drei massigen Konglomerat-Bänken. Die Komponenten der Konglomerate sind gut gerundet und haben einen Durchmesser bis zu 10 cm. Die untere und mittlere Bank werden durch vorwiegend rote Schiefer voneinander getrennt, zwischen die mittlere und obere schaltet sich eine Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen ein. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 15 m. In allen übrigen Aufschlüssen ist das Konglomerat selten mehr als 1 m mächtig. Über große Strecken fällt es ganz aus. Die Basalen Sandsteine sind nur selten aufgeschlossen. Oberhalb von Kipouries stehen über einer Konglomerat-Bank von knapp 1 m Mächtigkeit 4 m dünnbankige, mürbe Sandsteine an. Durch ihre bunte Farbe - die einzelnen Bänke sind rötlich, grünlich oder grau - lassen sich die Sandsteine auch dann noch von den Grauwacken im Liegenden abtrennen, wenn das Basale Konglomerat fehlt.

Nur aus den oberen Teilen der Basalen Serie konnten Fossilien gewonnen werden, die eine genauere Datierung zulassen. Die Probe P 4 aus den höchsten Bänken der Basalen Sandsteine enthielt außer Foraminiferen der Gattungen Ammodiscus und Nodosaria auch Conodonten:

Pachycladina aff. longispinosa STAESCHE
Spathognathodus homeri BENDER
Spathognathodus triangularis BENDER

Aus dem gleichen Bereich stammt die Probe M 6. Sie enthielt außer Fischzähnen:

Lonchodina latidentata (TATGE)
Spathognathodus homeri BENDER

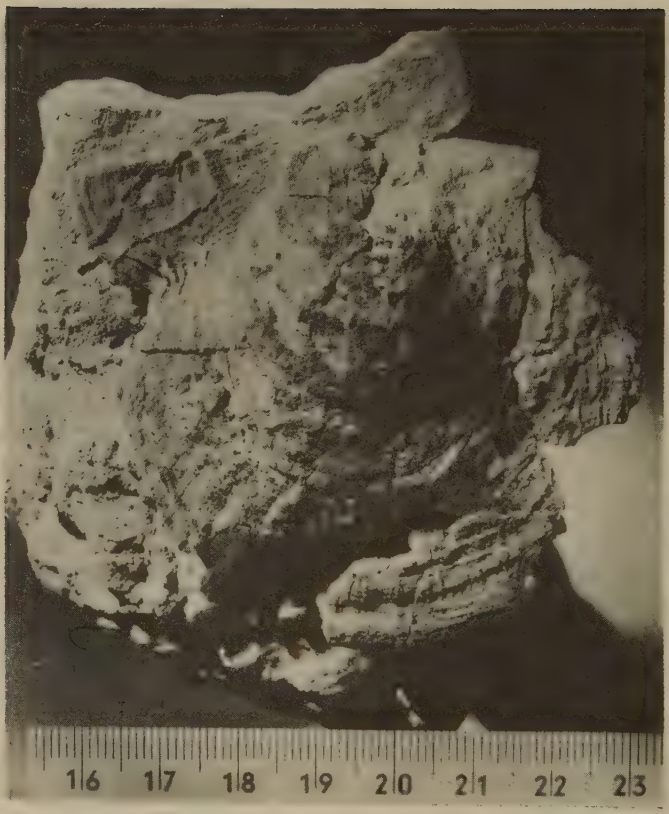


Abb. 14: Pseudomonotis (Eumorphotis) iwanowi BITTNER aus dem Basalen Bankkalk von NW-Chios.

Die angeführten Proben zeigen, daß die oberen Partien der Basalen Sandsteine das gleiche Alter haben wie die mittleren Campiler Schichten, d.h. ins 'mittlere Oberskyth' einzustufen sind. Aus den Basalen Bankkalken liegt eine größere Anzahl von Conodonten-Faunen vor. Die hier ausgewählte Probe P 15 wurde dicht unter der Obergrenze der Basalen Bankkalke im Profil von Metochi entnommen und enthielt

Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Hibbardella sp.
Hindeodella bitorta BENDER
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER
Lonchodina latidentata (TATGE)
Lonchodina mülleri TATGE
Lonchodina venusta HUCKRIEDE
Ozarkodina sp.
Roundya sp.
Spathognathodus homeri BENDER.

Einige der vorhandenen Exemplare von Spathognathodus homeri zeigen Ähnlichkeit mit Spathognathodus triangularis, mit der diese Art durch einen fließenden Übergang verbunden ist (vgl. H. BENDER 1968a). Deshalb stufe ich die Fauna noch in die untere homeri-zone des oberen Skyth ein.

Aus den unteren und mittleren Abschnitten der Basalen Bankkalke wurde eine Schneckenfauna entnommen, deren schlechte Erhaltung aber keine exakte Bestimmung ermöglichte. Nach Angaben von Prof. Huckriede (Marburg) setzt sich die Fauna aus Eotomariiden, Gosseletiniiden und ? Ampulliniden zusammen. Diese Formen erlauben aber keine genauere Datierung.

In den gleichen Schichten wurden auch Lamellibranchiaten gefunden. Die meisten Formen lassen sich nach der äußeren Form gut mit solchen vergleichen, die von OGILVIE-GORDON 1927 aus den Werfener Schichten beschrieben worden sind. Die Schlösser sind nicht erhalten, dennoch wurde ein größeres, relativ gut erhaltenes Exemplar (Abb. 14) mit Vorbehalt zu

Pseudomonotis (Eumorphotis) iwanowi BITTNER

gestellt. Diese Art hat BITTNER aus dem südlichen Ussuri - Gebiet beschrieben. Durch KOCKEL 1927 und BERNDT 1934 ist sie

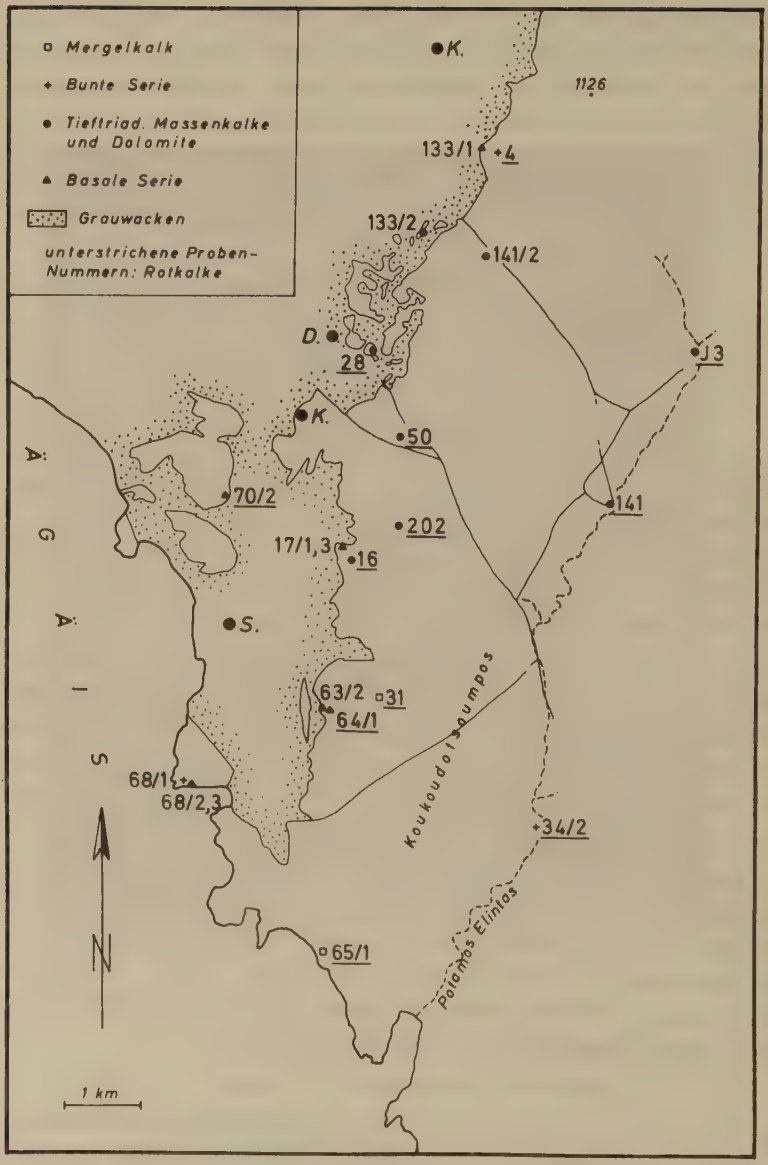


Abb. 15: Entnahmepunkte von Conodonten-Proben der Trias in NW-Chios. Die Proben mit den Nummern P1-P16 und M1-M8 wurden am N-Ufer der Bucht von Metochi entnommen.

auch aus dem Skyth des Ostbalkans bekannt geworden.

Alle Fossilfunde sprechen also dafür, daß die Basalen Bankkalke ins Oberskyth einzustufen sind.

Das Alter der Basalen Konglomerate und der Basalen Sandsteine ist faunistisch nicht zu belegen. Es ist aber wahrscheinlich, daß auch die Basalen Konglomerate und Sandsteine, die vermutlich "rasch" sedimentiert wurden, ins tiefere Skyth gehören; jedoch kann ein permischer Anteil nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Trotz dieser Unsicherheit gebe ich das Alter der gesamten Basalen Serie mit S k y t h an.

Tieftriadische Massenkalke und Dolomite (Oberskyth-Unteranis)

Über den Basalen Bankkalken folgt meist mit scharfer Grenze heller massiger Dolomit, der oben in dickbankigen bis massigen hellen Kalk übergeht. In einigen Profilen ist aber ein gewisser Übergang von den Basalen Bankkalken zu dem Dolomit insofern festzustellen, als unter dem Dolomit noch einige m heller, dünnbankiger Kalk vorkommen. Als Beispiel für die Ausbildung der Tieftriadischen Massenkalke und Dolomite diene das Profil am Nordhang des Avtoudia:

Hangendes: Rote Hornsteine der Bunten Serie.

25 m massiger bis gebankter, hellgrauer Kalk mit rötlichen Äderchen, z.T. oolithisch,

5 m dünnschichtiger dunkelgrauer Kalk mit hellen Zwischenlagen,

30 m massiger, heller, körniger Dolomit, der in den unteren Partien löchrig anwittert.

5 m gebankter, heller, reiner Kalk,

Liegendes: Basale Bankkalke.

Dieses 'Normalprofil' variiert stark. Die Abfolge massiger Dolomit unter gebanktem bis massigem Kalk ist weit verbreitet; oft nimmt aber der massige Dolomit nahezu die Gesamtmächtigkeit des Profils ein. In dem Kalk des oberen Profil-

Teils sind stellenweise Kalke in Hallstätter Fazies eingelagert, so zum Beispiel an der Straße Chios-Volissos 200 m südwestlich der Kapelle Ag. Isidoros und bei der Zisterne vor der Paßhöhe oberhalb Katavasis, auf der östlichen Kalkscholle 100 m südöstlich Dievcha und auf einem Skythkalk ca. 2 km ostnordöstlich Siderounta. Leider lassen sich die Cephalopoden nicht aus dem Gestein lösen. Eine abweichende Ausbildung zeigen die tieftriadischen Massenkalke in den isolierten Trias-Vorkommen bei Metochi, Siderounta und westlich Katavasis. An diesen Stellen ist der Kalk brecciös ausgebildet. Einlagerungen von fremden Gesteinskomponenten sind nicht beobachtet worden; es handelt sich um endostratische Breccien.

In der Landschaft fallen die Tieftriadischen Massenkalke und Dolomite sehr ins Auge. Sie sind am Aufbau des Trias-Steilanstieges maßgeblich beteiligt, da sie das einzige Schichtglied der tieferen Trias sind, das senkrechte Wände bildet. Im S des Arbeitsgebietes ist ihre Mächtigkeit geringer; linsenförmige Vorkommen sind verbreitet. Es hat den Anschein, daß die hohen Mächtigkeiten, die dieses Schichtglied in dem zentralen Bereich der nördlichen Inselhälfte auszeichnen, nach S geringer werden. Gleichzeitig fingert die geschlossene, massige Ausbildung auf, es treten schon "Vorläufer" der hellen Dolomite in den oberen Teilen der basalen Bankkalke auf. Beide Schichtglieder könnten sich also teilweise faziell vertreten. Diese Auffassung läßt sich leider nicht biostratigraphisch unterbauen.

Das Alter der Tieftriadischen Massenkalke und Dolomite wurde mit Hilfe der reichen Conodonten-Faunen aus den Hallstätter Kalken bestimmt. Die Dolomite selbst lieferten keine Datierung, und auch die hellen Kalke erwiesen sich als fossilarm. Als Beispiel sei hier die Probe Nr. 50 aus cephalopodenführenden Rotkalken, vor der Paßhöhe südlich der Straße Ag. Isidoros - Katavasis, 1,1 km östlich Katavasis genannt.

Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Hindeodella triassica K.J. MÜLLER

Lonchodina latidentata (TATGE)
Lonchodina spengleri HUCKRIEDE
Neogodolella mombergensis (TATGE)
Ozarkodina ? fisticulata BENDER
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
Ozarkodina tortilis TATGE
Ozarkodina turgida BENDER
Parachirognathus petrae-viridis(HUCKRIEDE)
Roundya lautissima HUCKRIEDE
Spathognathodus gondolelloides BENDER
Spathognathodus homeri BENDER.

Diese Fauna wird in die aegaea-Zone (Unter-Anis) eingestuft. Damit ist die Obergrenze der Tieftriadischen Massenkalke und Dolomite zeitlich festgelegt. Die Probe P 15, die ja direkt unter ihrer Liegendgrenze entnommen wurde (S.41), belegt das Oberskyth.

Lokalitäten von weiteren Conodonten-Proben aus den Tieftriadischen Massenkalken und Dolomiten und deren Arten-Inhalt sind aus den Abb. 15 u. 16 zu entnehmen.

Die tieftriadischen Massenkalke und Dolomite sind also in dem Zeitraum Oberskyth - Unteranis entstanden.

Bunte Serie (Anis)

Über den Tieftriadischen Massenkalken und Dolomiten folgt eine wechselhaft zusammengesetzte Serie von bunt gefärbten Sedimenten, deren Mächtigkeit und Ausbildung stark variiert. Sie ist am westlichen Triasrand und im NE-Teil des Arbeitsgebietes über dem Massenkalk der tieferen Trias aufgeschlossen. An den meisten Profilen kann die nachstehende Schichtfolge von unten nach oben unterschieden werden:

1. Hornstein-Plattenkalke: Sie sind vorwiegend rot gefärbt, dünnschichtig und zerfallen bei der Verwitterung zu eckigem Schutt. Ihre Mächtigkeit beträgt wenige Meter, nur am Avtoudia ist eine größere Mächtigkeit aufgeschlossen (vgl. Abb. 17). An mehreren Stellen ist ein grüner Tuff eingelagert, dessen Korngröße von S nach N abnimmt. Im Elintatal sind die Komponenten des Tuffs mm-groß, im N des Ar-

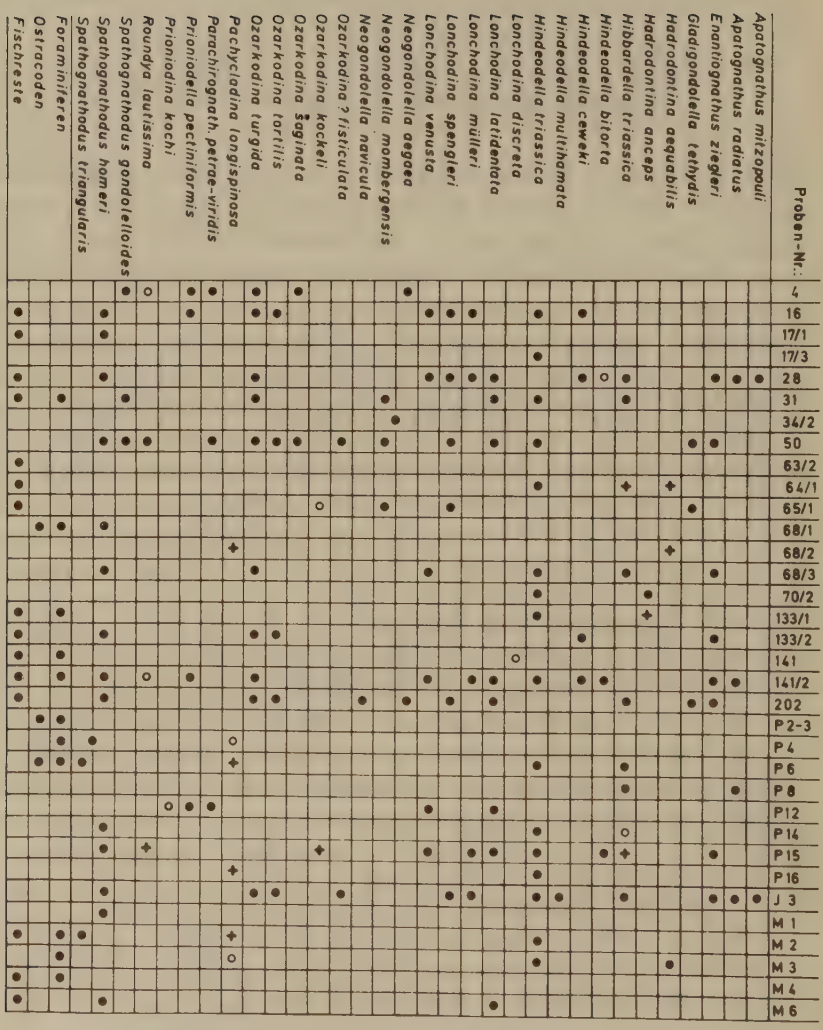


Abb. 16: Conodonten-Faunen aus der Trias von NW-Chios (o = cf.-Bestimmung; + = ein Conodont der betreffenden Gattung ist in der Probe vorhanden).

beitsgebietes liegt ein verfestigter Feintuff vor, bei dem Einzelkörner kaum noch erkennbar sind. Es ist aber trotzdem nicht sicher, ob die einzelnen Vorkommen zu einem durchgehenden Tuffband gehören, oder ob mehrere Tuff-Horizonte übereinander vorliegen, wie es von TIETZE 1967 westlich der Stadt Chios beschrieben wurde.

In der Talsohle des Elinta-Tales wurde 130 m über dem Meer die Probe Nr. 34 entnommen. Sie besteht aus einem grünen hellgesprenkelten Gestein mit mm-großen Einzelkörnchen. Der mikroskopische Befund lautet: Tuff mit sehr vielen, etwa gleichgroßen Komponenten von Feldspat (viel Plagioklas s.s., zonar), Quarz, Pyroxen, Quarzit in faserig chloritischem Grundgewebe (dieses wahrscheinlich vormals diabasisch-glasig).

Südöstlich von Kipouries lieferte die Bunte Serie eine Probe von feinkörnigem grünen Gestein, das feingeschichtet ist und im Handstück als Tuff angesprochen wurde. Nach dem mikroskopischen Befund ist es: Quarzkeratophyr mit ausgeprägtem "feintrachytischem" Gefüge mit wenig kleinen Plagioklas- und Quarz-Einsprenglingen und reichlich Karbonat-Fetzen. Ignimbrit nicht völlig ausgeschlossen. Weitere Anzeichen von vulkanischer Tätigkeit während des Mesozoikums wurden in NW-Chios nicht beobachtet.

Eine datierbare Fauna aus den Hornstein-Plattenkalken lieferte nur die Probe 34/2. Sie wurde im Elinta-Tal 1 m unter der Probe 34 in einer Höhe von 130 m entnommen (vergl. Abb. 17) und enthält Neogondolella-Arten, die offenbar aus dem Übergangsbereich von Neogondolella aegaea zu Neogondolella mombergensis stammen (nach H. BENDER 1968a sind diese beiden Arten durch einen fließenden Übergang miteinander verbunden). Daraus ergibt sich ein Alter von Ober-Hydasp bis Unter-Pelson im Sinne von H. BENDER. Damit im Einklang steht der Fund eines

Leiophyllites pradyumna (DIENER)

aus dem Anstehenden der gleichen Lokalität. Leiophyllites pradyumna (DIENER) ist aus dem "Lower Muschelkalk" von Lilang und aus der Fauna von Chitichun im Himalaya bekannt geworden und dürfte danach tieferes Anis anzeigen. Außerdem wurden

Ptychites (Ptychites) oppeli MOJSISOVICS
Ptychites (Ptychites) cf. stoliczkai MOJSISOVICS
Ptychites (Ptychites) sp.

als Rollstücke gefunden. Diese Formen sind nur aus dem Oberanis bekannt.

2. Dünnbankige Kalke: Über den Hornstein-Plattenkalken folgen dm-gebankte, fein- und ebenschichtige Kalke. Sie sind im unteren Profilabschnitt mergelig und gelbbraun gefärbt. Im oberen Teil liegen mittelgraue reinere Kalke vor, die oft intensiv gefaltet sind. Stellenweise ist sogar eine Zerflaserung zu beobachten, so daß eine auffällige Ähnlichkeit mit den Flaser- und Plattenkalken des Oberkarbon von Mittelchios (TIETZE 1967) besteht. Von den ähnlich ausgebildeten Basalen Bankkalken sind sie durch die ebenen Schichtflächen und das Fehlen von Megafossilien und Lebensspuren zu unterscheiden. Auch bestimmbare Mikrofauna konnte nicht gewonnen werden. Nur die Probe 17/5, die südlich der Gegend Silima Vrisi in einer Höhe von 390 m entnommen wurde, lieferte einige Conodonten-Bruchstücke. Die Mächtigkeit der Dünnbankigen Kalke schwankt erheblich. Oberhalb von Kipouries beträgt sie 150 m, südlich von Metochi sind nur wenige m vorhanden.

3. Rotkalkkonglomerat: Im Profil folgt nun ein markanter Konglomerathorizont. Er besteht zum größten Teil aus kantengerundeten Kalk-Geröllen, die durchschnittlich mehrere dm groß sind. Unter ihnen sind rote Kalke auffallend häufig. In den Zwickeln zwischen den großen Geröllen sind gerundete Quarze und Kieselschiefer zu finden, das Bindemittel ist meistens sandig. Seine größte Mächtigkeit erreicht das Konglomerat oberhalb von Kipouries, wo eine Konglomerat-Rippe von mehr als 10 m Dicke ansteht. Südlich von Metochi kommen mehrere Konglomerat-Horizonte übereinander vor. An anderen Lokalitäten fehlt das Konglomerat völlig (vgl. Abb. 17). Am Avtoudia und Megali Rachi ist in der gleichen stratigraphischen Position ein intensiv rot gefärbter, knolliger Kalk entwickelt. Hieraus wurde die Probe 31 entnommen.

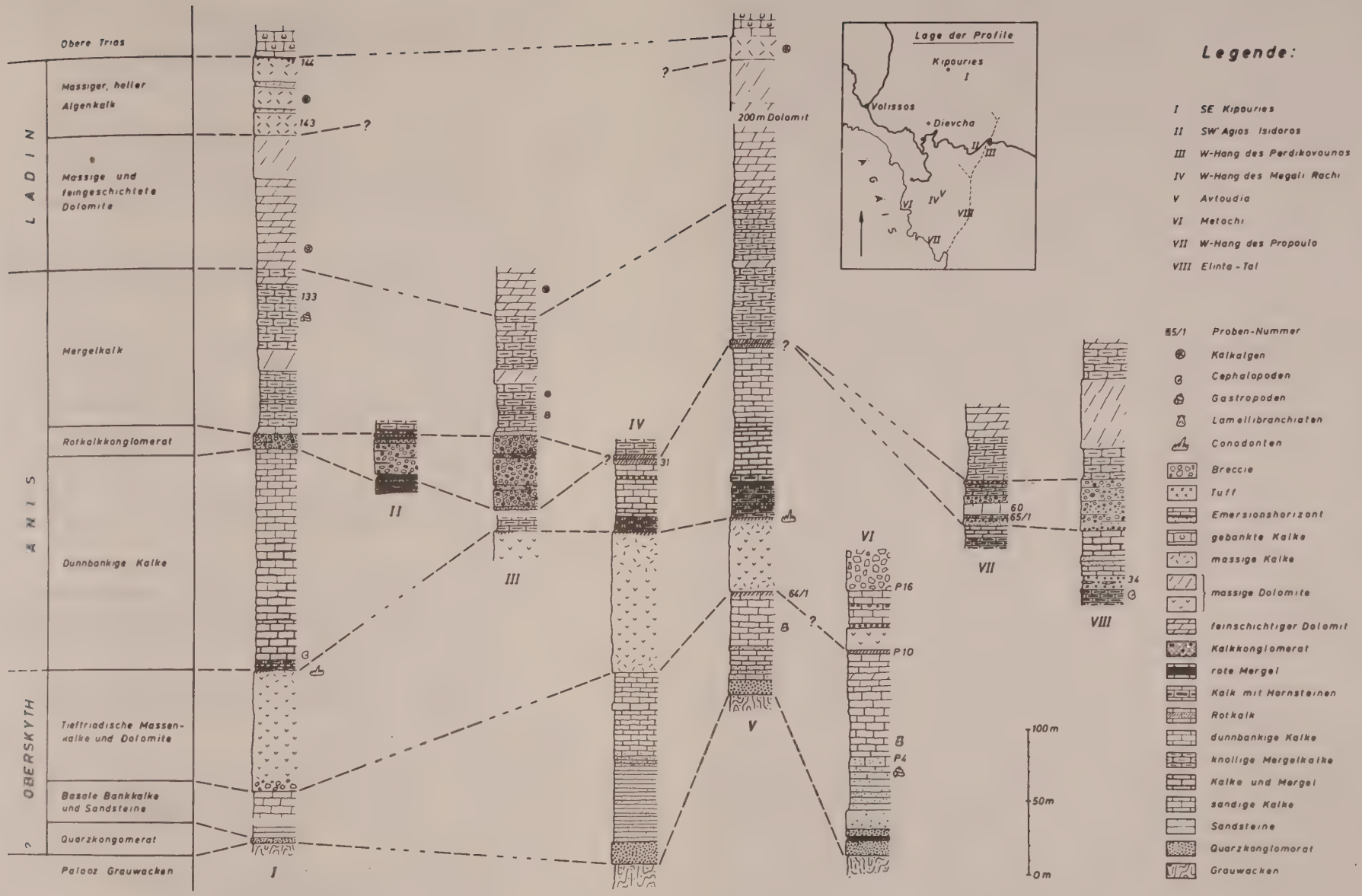


Abb. 17: Säulen-Profile aus der Trias von NW-Chios.

Sie ergab:

Neogondolella mombergensis (TATGE)
Ozarkodina cf. kockeli TATGE
Spathognathodus gondolelloides BENDER .

Diese Fauna gehört in den Bereich Hydasp-Pelson im Sinne von H. BENDER 1968. In seitlicher Richtung klingt die soeben beschriebene Entwicklung sehr bald aus. Es stellen sich wieder dünne, oft noch unterbrochene Konglomerat-Bänke ein.

Ganz aus dem Rahmen fällt die Ausbildung des Konglomerates an der Straße 1 km südwestlich der Kapelle Ag. Isidoros:

Hangendes: Mergelkalke

4-5 m gelbe und rote Dolomitmergel mit Kalkbänkchen

1,7 m sandiges Konglomerat mit wenig Kalk-Geröllen

2,5 m rote Dolomitmergel, stellenweise verfestigt

ca. 20 m Rotkalkkonglomerat in mehreren Bänken, die durch rote Dolomitmergel voneinander getrennt werden

2,2 m Quarzkonglomerat, feinkörnig. Einzelne Lagen bestehen aus gröberen Komponenten bis zu 1 cm Ø, meist Milchquarz, seltener Kieselschiefer, kaum Kalke

2,5 m sandige Mergel und Sandsteine, dm-gebankt

1 m Quarzkonglomerat mit einzelnen Kalkgeröllen. Die Komponenten bestenen überwiegend aus gut gerundeten Quarzen und Kieselschiefern bis zu 1 cm Ø. Außerdem aus Kalken und Sandsteinen von einer Größe bis zu 5 cm Ø.

? m gelbe gebankte Mergelkalke und Mergel mit Muschel- und Schneckenquerschnitten.

Liegendes: nicht aufgeschlossen

Die Rotkalk-Konglomerate sind im mittleren Anis abgelagert worden. Dafür spricht die Probe 65/1, die vom W-Hang des Propoulo 90 m über dem Meer stammt (vergl. Abb. 15). Sie lieferte:

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Neogondolella mombergensis (TATGE)

und wird deshalb ins Pelson im Sinne von H. BENDER eingestuft.

Sie ergab:

Neogondolella mombergensis (TATGE)
Ozarkodina cf. kockeli TATGE
Spathognathodus gondolelloides BENDER .

Diese Fauna gehört in den Bereich Hydasp-Pelson im Sinne von H. BENDER 1968. In seitlicher Richtung klingt die soeben beschriebene Entwicklung sehr bald aus. Es stellen sich wieder dünne, oft noch unterbrochene Konglomerat-Bänke ein.

Ganz aus dem Rahmen fällt die Ausbildung des Konglomerates an der Straße 1 km südwestlich der Kapelle Ag. Isidoros:

Hangendes: Mergelkalke

4-5 m gelbe und rote Dolomitmergel mit Kalkbänkchen

1,7 m sandiges Konglomerat mit wenig Kalk-Geröllen

2,5 m rote Dolomitmergel, stellenweise verfestigt

ca. 20 m Rotkalkkonglomerat in mehreren Bänken, die durch rote Dolomitmergel voneinander getrennt werden

2,2 m Quarzkonglomerat, feinkörnig. Einzelne Lagen bestehen aus gröberen Komponenten bis zu 1 cm Ø, meist Milchquarz, seltener Kieselschiefer, kaum Kalke

2,5 m sandige Mergel und Sandsteine, dm-gebankt

1 m Quarzkonglomerat mit einzelnen Kalkgeröllen. Die Komponenten bestenen überwiegend aus gut gerundeten Quarzen und Kieselschiefern bis zu 1 cm Ø. Außerdem aus Kalken und Sandsteinen von einer Größe bis zu 5 cm Ø.

? m gelbe gebankte Mergelkalke und Mergel mit Muschel- und Schneckenquerschnitten.

Liegendes: nicht aufgeschlossen

Die Rotkalk-Konglomerate sind im mittleren Anis abgelagert worden. Dafür spricht die Probe 65/1, die vom W-Hang des Propoulo 90 m über dem Meer stammt (vergl. Abb. 15). Sie lieferte:

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Neogondolella mombergensis (TATGE)

und wird deshalb ins Pelson im Sinne von H. BENDER eingestuft.

Aus dem gleichen Profil wurde 5 m über der Probe 65/1 eine Schliffprobe mit Kalkalgen entnommen. Prof. Herak (Zagreb) bestimmte daraus (Probe Nr. 60):

Physoporella pauciforata PIA var. undulata PIA
Physoporella cf. varians PIA

Auch damit wird Anis-Alter belegt.

4. Mergelkalke: Auf das Rotkalk-Konglomerat folgen zunächst braungraue sandige Mergel und konglomeratische Sandsteine. Nach wenigen Metern setzen mittelgraue bis braune, knollige Mergelkalke ein, die gelb gescheckt sind. Die Bänke sind dm-dick. Sie zerfallen bei der Verwitterung zu einem rundlich-knolligen Schutt. In der Mitte der Abfolge ist eine helle massige Dolomit-Rippe ausgebildet. Zum Hangenden wechsellagern die Mergelkalke mit hellen, feingeschichteten Dolomit-Bänken. Im Gelände wurde die Abgrenzung unterhalb der geschlossenen Dolomit-Folge des Hangenden gezogen.

Die Mergelkalke sind ebenfalls oft intensiv gefaltet. Nur die massige Dolomit-Rippe macht eine Ausnahme. An ihrer Unter- und Oberkante kommt es deshalb zu ungleichförmigen Bewegungen und Abscherungen. Die Gesamtmächtigkeit der Mergelkalke ist nicht genau feststellbar, da mit Anschoppungen durch die Faltung gerechnet werden muß. Sie dürfte aber im N 100 m betragen. Nach S wird die Mächtigkeit etwas geringer, außerdem wird die Dolomit-Rippe auf Kosten der Mergelkalke dicker. Im Elinta-Tal erreicht sie rund 50 m.

An Megafossilien kommen in dem Mergelkalk häufig Schneckenquerschnitte und Muschelschill vor. Daneben treten lokal massenhaft Kalkalgen des Anis auf, z.B. in Pr. 133, die vom W-Hang des Kammenos Lakkos aus einer Höhe von 710 m stammt:

Physoporella dissita? (GÜMBEL)
Physoporella minutuloidea HERAK

konnten bestimmt werden.

Am Südost-Hang des Kammenos Lakkos wurde in einer Höhe von 850 m in den Mergelkalken ein kleiner Zahn von 1,5 cm Länge gefunden, der außen gerieft ist und an dem Schmelz und

Pulpahöhle zu erkennen sind. Nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. Wo. Schmidt (Marburg) kann es sich nur um einen Zahn eines Amphibiums oder Reptils handeln.

Feingeschichtete und Massige Dolomite und Massiger Algenkalk (Ladin)

Durch die Bestimmung von Kalkalgen hat sich gezeigt, daß die Schichtgrenze Bunte Serie - Feingeschichteter Dolomit im Arbeitsgebiet etwa mit der Grenze Anis - Ladin zusammenfällt. Vom Ladin aufwärts besteht die Trias zum überwiegenden Teil aus Karbonatgesteinen. Bei den ladinischen Ablagerungen wurden zwei Schichtglieder unterschieden und auskartiert:

Massiger Algenkalk
Feingeschichtete und Massige Dolomite.

Die Verbreitung des Ladins umfaßt den größten Teil des Triasgebietes, in dessen Zentrum es von der Oberen Trias überlagert wird. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt im S über 200 m. Südöstlich Kipouries ist mit 150 m zu rechnen. Genauere Angaben können nicht gemacht werden, weil ungestörte Profile fehlen.

Feingeschichtete und Massige Dolomite:

Im allgemeinen folgen über den Mergelkalken der Bunten Serie gut gebankte helle Dolomite, die eine auffällige Feinschichtung besitzen. Diese wird durch dünne Lagen von Algen und Detritus, welche mit dichteren Lagen abwechseln, erzeugt. Nach A. G. FISCHER 1964 werden solche Gesteine als Loferite bezeichnet (TIETZE 1967:82, KAUFFMANN 1967:93). Innerhalb der Bänke sind einzelne Schichten oder dickere Lagen stark verbogen und verfaltet, stellenweise sogar zerbrochen und verstellt. Es muß danach während der Diagenese zu schichtparallelen Gleitungen gekommen sein. Östlich von Metochi sind die oberen Bereiche der Feingeschichteten Dolomite oolithisch.

Die Ooide erreichen einen Durchmesser von mehr als 1 cm. Bei der Verwitterung zerfallen die Feingeschichteten Dolomite zu eckigem Schutt.

Die Feinschichtigen Dolomite werden von massigem weißen, grobkörnigen (zuckerkörnigen) Dolomit überlagert. Er ähnelt sehr dem massigen Dolomit aus dem Skyth. An kleinen Löchern, die durch ausgewitterte Kalkalgen entstanden sind, kann man den ladinischen Dolomit im Gelände erkennen.

Die Einstufung der Dolomite erfolgte durch Kalkalgen. Diese treten oft gesteinsbildend auf. Alle entnommenen Proben ergaben nach den Bestimmungen durch Herak Ladin.

Massiger Algenkalk:

Das Hangende der Dolomite sind massige, reine Kalke, die gelblich bis hellbraun gefärbt und stellenweise rötlich geflammt sind. Nur im N des Gebietes, östlich Kipouries, ist der Algenkalk bituminös und dunkel gefärbt. Am Plakes und am Kampanaris sind drei mächtige Kalkrippen entwickelt, die durch Dolomit-Zwischenlagen voneinander getrennt werden. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt 50 m. Im S kommt nur noch eine Kalkrippe vor, die in der Asoveria genannten Gegend fast ganz ausdünnt.

Die Algen sind nicht gleichmäßig im Gestein verteilt, sondern treten meistens in cm- bis dm-dicken Rasen auf, die sich seitlich einige m ausdehnen. Stellenweise sind die Algen so stark umkristallisiert, daß sie nicht mehr bestimmt werden können. Alle bearbeiteten Proben ergaben in meinem Gebiet Ladin. Eine einzige Probe aus Mittelchios wurde von HERAK (in TIETZE 1967:83) als "wahrscheinlich Oberladin" (Cordevol) eingestuft, die damit unteres Karn anzeigt (JACOBSHAGEN 1961).

Die obere Grenzfläche des Algenkalkes ist meistens verkarstet. In den Karren findet man Reste eines braunroten Gesteins, das in dichter Grundmasse kleine Pisolithe enthält.

Nach einer Röntgen-Goniometer-Aufnahme handelt es sich um Kalk-Bauxit, der vor allem aus Böhmit und Hämatit besteht (Bestimmung durch Dr. H. H. Lohse, Marburg). Die quantitative chemische Analyse ergab einen Al_2O_3 - Gehalt von 50 ± 1% (Oxychinolin-Verfahren nach R. BERG - durchgeführt von Dr, K. Müller, Marburg). Verkarstung und Bauxit bezeugen Sedimenta-

tions-Unterbrechung und Verwitterung. Nach W. E. PETRASCHECK (1961:142) "sind die Bauxite meist an Diskordanzflächen gebunden. Diese Diskordanzen sind im Mittelmeergebiet mitteltriassisch."

Im S des Arbeitsgebietes enthält das Ladin weniger Dolomite. Damit verwischt sich der Unterschied zwischen den genannten Schichtgliedern. Am Koukoudotsoumpos ist aus diesem Grund das Ladin zusammengefaßt worden. Ähnliche Verhältnisse sind auch von TIETZE 1967 aus Mittelchios beschrieben worden.

Die Grenze zwischen den Feingeschichteten und Massigen Dolomiten und dem Massigen Algenkalk ist sehr wahrscheinlich eine Faziesgrenze. Das Ausdünnen des Algenkalkes in der Gegend Asoveria über weißem mächtigem, zuckerkörnigem Dolomit, in dem noch kalkige Bänke vorkommen und die Beobachtung, daß die dicken Algenkalkrippen im N des Gebietes ebenfalls von weißen zuckerkörnigen Dolomit-Lagen getrennt werden, unterstützen diese Vermutung. Auch an Störungen ist der Algenkalk in hellen Dolomit umgewandelt, wie ich am W-Hang des Koukoudotsoumpos festgestellt habe. Eine Probe aus dem dolomitisierten Algenkalk zeigt u.d.M. eine pflasterartige Anordnung der Dolomitkristalle, Calcit ist nur in geringen Spuren vorhanden (Anfärbung mit alizarinsulfosaurem Natrium nach E. KNAUER). Nach den Untersuchungen von ROEHL 1963 und HOPPE 1965 spricht die Ausbildung der massigen, zuckerkörnigen hellen Dolomite für eine Entstehung durch nachträgliche Dolomitisation von Kalken.

Gebankte und massige Kalke und Dolomite (Obere Trias).

Die Obere Trias lagert konkordant auf dem Massigen Algenkalk. Ihre tiefsten Ablagerungen lassen festländische Einflüsse erkennen. Es treten hellbraune, grünliche und zum Teil auch rötlich gefärbte, sandig-tonige Kalke auf. Feingeschichtete Bänke, die den Feingeschichteten Dolomiten ähnlich sind, kommen häufig vor. Darüber beginnt eine mächtige Abfolge brauner, mittelgrau anwitternder Kalke, deren Bänke bis zu einem halben Meter mächtig werden und gewellte Oberflächen haben. Bei der Verwitterung entstehen daraus gerundete Lesesteine. In den Kalken kommen zahlreiche Querschnitte von dickschaligen Muscheln

vor. Vermutlich im mittleren Teil der monotonen Schichtserie ist ein hellgrauer, massiger, milchigtrüber Kalk-Horizont von 5-10 m Mächtigkeit entwickelt. Die Obertrias-Schichtfolge endet mit einem Emersionshorizont. Nordöstlich der Lokalität Aria, südlich der Straße Chios - Volissos, konnte ein kleines Profil aus dem höchsten Teil der Oberen Trias aufgenommen werden:

oben:	0,3 m	gebankte, zähe, mittelkörnige Quarzite mit violetter Kruste und einzelnen eckigen Geröllen von 0,5 cm Ø
	0,45 m	sandiger Kalk, im oberen Teil mit Limonit imprägniert und verkrustet
	1 m	Wellenkalke, stark mergelig, mit Megalodonten-Schill
	0,85 m	gebankte gelbe Kalke. Die obere Bank enthält zahlreiche Megalodonten
	1 m	gelbliche und rötliche Knollenkalke
	10 m	dickbankige, mergelig-sandige Kalke voller Muschel-Querschnitte. Hieraus stammt Pr. 225
unten:	dickbankige braune Kalke der Oberen Trias (Daraus:Pr. 224/1)	

Die Gesamtmächtigkeit der Oberen Trias ist nicht feststellbar. Es muß damit gerechnet werden, daß dieses Schichtglied in unserem Gebiet von Störungen durchzogen wird. Die aufgeschlossene Abfolge ist aber mit Sicherheit mehrere hundert Meter mächtig.

Genauere Datierungen konnten aus der Oberen Trias nicht gewonnen werden. Die erwähnten Proben enthalten nach den Bestimmungen von Prof. Herak:

Pr. 225 Codiaceen
Aulotortus sp.
Kleinforaminiferen: Involutiniden

Alter: Jünger als Karn (möglich Obere Trias).

Pr. 224/1 Dasycladaceen
Aulotortus sp. und andere Involutiniden
oder Ophthalmidiiden

Alter: Wahrscheinlich Obere Trias, jünger als Karn.

Megalodonten aus einer der oberen Bänke des beschriebenen Profils waren nicht bestimmbar. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. H. Zapfe (Wien) kommen solche Formen in den Alpen nicht vor. Die Probe 225 aus dem Emersionshorizont könnte auch schon Jura anzeigen.

TIETZE (1967:86) nannte eine mit Pr. 225 vergleichbare Probe, die ebenfalls unter einem Emersionshorizont am Keramo Langadi nordwestlich Anavatos entnommen wurde und nach HERAK Algen des Jura enthielt.

c) Känozoikum: Tertiär

Fossilführende Ablagerungen aus dem Tertiär sind in NW-Chios nicht vorhanden; doch gibt es stellenweise ungefaltete Sedimente, die wahrscheinlich dem Tertiär zuzurechnen sind:
In der Bucht westlich des Propoulo stehen an der Küste unter einer Kruste aus hellen Dolomitmergeln grobe, schwach verfestigte Schotter an. Seine Gerölle sind gut gerundet, meist 0,1 m im Durchmesser, erreichen aber eine maximale Größe bis zu 0,5 m. Zum überwiegenden Teil bestehen sie aus grünen glimmerhaltigen Sandsteinen, wie sie TIETZE 1967 aus dem Perm von Mittel-Chios beschrieben hat, aus Grauwacken und dunklen Kieselschiefern. Auch am SW-Hang des Vigla und im Elinta-Tal nahe der Kapelle Ag. Isidoros wurden diese Schotter als Bestreuungen auf dem Anstehenden beobachtet. KAUFFMANN 1967 deutet sie in seinem Gebiet als Flußablagerungen aus dem ? Neogen. Auch in meinem Gebiet halte ich eine Einstufung ins Tertiär für gerechtfertigt. Diese Affassung wird gestützt durch die Beobachtung, daß die Schotter am Vigla noch von der jungen Bruchtektonik verstellt worden sind.

Die Schotter sind nach den oben beschriebenen Lagerungs-Verhältnissen sicher älter als die Dolomit-Krusten, die jedoch auch im Tertiär oder auch in den Interglazialen des Pleistozäns entstanden sein dürften. Jungtertiäre oder quartäre Vulkanite, die man aus verschiedenen Teilen von Chios kennt (vgl. BESENECKER et al. 1968), kommen im Arbeitsgebiet nicht vor.

Abb. 18: Hangschutt-Breccie östlich von Kipouries.

Abb. 19: Der Umlauf-Berg von Parparia.

Quartär

Hangschutt-Breccien, Schuttfächer und Talfüllungen stellen die jüngsten Ablagerungen in meinem Gebiet dar. Hangschutt-Breccien sind am steilen Trias-Anstieg sehr verbreitet, ihre Mächtigkeit beträgt oft mehr als 10 m. Die einzelnen Komponenten der Breccien werden durch ein helles kalkiges Bindemittel verfestigt. Die Breccien enden talwärts mit einer Steilstufe. Sie sind meistens mit Wald bewachsen und dürften im Pleistocän entstanden sein. Oberhalb von Kipouries wurde Hangschutt-Breccie durch einen kleinen Wasserriß angeschnitten. Dadurch kann ihre Schichtung studiert werden. Man erkennt deutlich, daß unter dem Gewicht des jüngeren Schuttes der ältere Teil der Breccie talwärts geschoben und derart verstellt ist, daß die Schichtfugen an dem unteren Ende des Anschnittes heute gegen den Hang einfallen (Vergl. Abb. 18). Unmittelbar am Fuß des Trias-Steilanstieges liegt auf den Hangschutt-Breccien unverfestigter Schutt aus jüngster Zeit. Diese Schuttfächer wachsen noch heute und sind auch ohne nennenswerte Vegetation.

Das Grauwacken-Gebiet ist ebenfalls von einem Schuttschleier bedeckt. Wegen der einförmigen Ausbildung der Gesteine ist es nur mit Vulkaniten und gelegentlich bei Kieselschiefern möglich, die Länge des Transportweges vom Ort der Entstehung bis zum augenblicklichen Fundpunkt der Schuttkomponenten festzustellen. Diese Entfernung ist anscheinend nicht groß. Offenbar findet unter den heutigen Klima-Verhältnissen nur bei katastrophenähnlichen Niederschlägen ein nennenswerter Schutt-Transport statt. Die Gesteine des Grauwacken-Gebietes verwittern vermutlich zum größten Teil nahe dem Ort der Entstehung. Deshalb werden die Kerbtäler der Flüsse meist nur vor der Mündung ins Meer von Schotter-Ebenen ausgefüllt.

Etwa auf der Hälfte des Weges von Pyrama nach Parparia befindet sich unterhalb der Straße, die südwestlich der auffälligen Geländestufe verläuft, ein kleiner Umlauf-Berg. Die heute nicht mehr benutzte Flußschleife ist breit und mit Schottern aufgefüllt; der neue Durchschnitt dagegen noch sehr

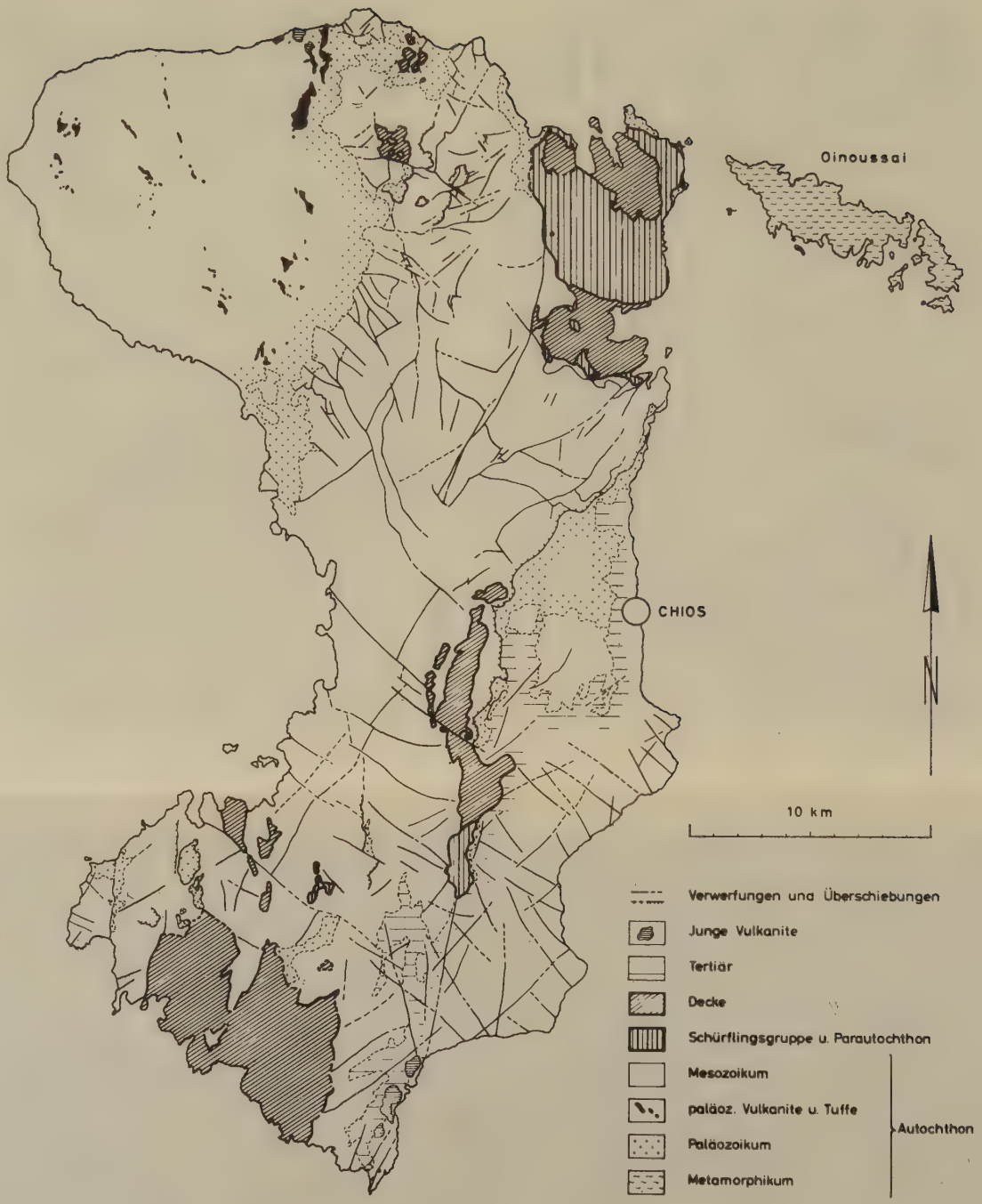


Abb. 20: Verbreitung von Autochthon und Allochthon in Chios (aus BESENECKER et al. 1968).

schmal (vgl. Abb. 19). Außerdem hat er ein kräftiges Gefälle. Die Entstehung des Umlauf-Berges deute ich so: Nachdem an der auf S. 1 erwähnten großen Störung, die von Melanios nach SE zieht, der SW-Teil des Grauwacken-Gebietes abgesenkt worden war, hat sich der Bach nordöstlich der Störung eingeschnitten, südwestlich davon wurde aufgeschottert. Dadurch ist der schmale Hals des heutigen Umlauf-Berges immer flacher geworden, bis der Bach bei einem kräftigen Hochwasser in der Lage war, die Landenge durchzuschneiden. Ob von Menschenhand dabei nachgeholfen wurde, läßt sich zwar nicht völlig ausschließen; es ist aber sehr unwahrscheinlich.

Für die Entstehung des Elinta-Tales ließ sich keine überzeugende Erklärung finden. Dieses Tal-System zieht mit seiner nordöstlichen Verlängerung durch den Potamos Rachis beinahe in gerader Linie quer durch die Insel. Man könnte deshalb geneigt sein anzunehmen, daß auch das Elinta-Tal einer Bruchlinie folgt. Es gibt aber dort keine nennenswerten talparallelen Störungen, so daß für die Entstehung des Talsystems tektonische Faktoren nicht verantwortlich sein können.

III. Tektonik

Die Insel Chios sollte der bisherigen Modell-Vorstellung zufolge eine N-S-streichende Großmulde zwischen den kristallinen Sattelkernen Oinoussai und Psara darstellen. Durch die Arbeiten von TIETZE 1967, KAUFFMANN 1967 und besonders BESENECKER et al. 1968 ist bekannt geworden, daß die tektonischen Verhältnisse von Chios wesentlich komplizierter sind. So kommen neben der autochthonen Schichtenfolge auch Ablagerungen einer allochthonen Einheit in anderer Fazies vor. Diese umfaßt vor allem Sedimente des Jungpaläozoikums (z.B. Fusulinenkalke) und des Jura, sogar Ober-Kreide kommt vor. Trias ist dagegen kaum vorhanden. Eine zusammenfassende Darstellung der Verbreitung von autochthonen und allochthonen Ablagerungen gibt die Abb. 20 (aus BESENECKER et al. 1968). Daraus geht auch hervor, daß in meinem Gebiet nur das Autochthon vorkommt.

Abb. 21: Verteilung der Conodonten-Proben im Grauwacken-Gebiet von N-Chios (aus HERGET & ROTH 1968).

Der heutige tektonische Bau von Chios ist von der alpidischen Gebirgsbildung erzeugt worden. Ältere Strukturen sind zum größten Teil verwischt worden. Die Trias liegt aber diskordant auf verschieden alten Schichten des Paläozoikums. Daneben treten nur im Paläozoikum und im Metamorphikum von NE-Chios und Oinoussai NW- bis NNW- streichende Faltenachsen auf, die also älter als die NE-streichenden, alpidischen Strukturen sind (vgl. BESENECKER et al. 1968) und aus der varistischen Ära stammen müssen.

Das Grauwackengebiet:

Wegen ihrer längeren tektonischen Geschichte und andersartiger mechanischer Eigenschaften bilden die Gesteine des Paläozoikums ein vom Mesozoikum deutlich verschiedenes tektonisches Stockwerk. Über den Großbau in der westlichen Hälfte des Arbeitsgebietes, die zum überwiegenden Teil von monotonen Grauwacken-Ablagerungen eingenommen wird, können keine detaillierten Angaben gemacht werden. Die Verteilung der Formationen, deren Gesteine das Gebiet aufbauen, ist wegen der gleichartigen lithologischen Zusammensetzung nicht auszukartieren. Aus den Fossil-Fundpunkten allein sind keine zwingenden Schlüsse auf den Stil der tektonischen Deformation möglich. Außer den silurischen und unter-devonischen Ablagerungen sind alle Schichtglieder des Paläozoikums gleichmäßig im ganzen Grauwackengebiet verbreitet (vgl. Abb. 21).

Die regionale Verbreitung von Silur und Unter-Devon legt die Vermutung nahe, daß in dem Gebiet östlich von Volissos eine Aufwölbung des Untergrundes erfolgt ist. Die Ausbildung des Agrelopos-Kalkes deutet aber darauf hin, daß schon zur Zeit des tiefsten Paläozoikums in dieser Gegend eine Schwelle vorhanden war, auf der die Riffe des Agrelopos-Kalkes entstehen konnten.

Der Kalk von Agrelopos nimmt auch in tektonischer Sicht eine Sonderstellung ein. An mehreren Stellen ist zwar ein sedimentärer Verband mit dem unmittelbaren Liegenden - einem Quarzit-Konglomerat - gesichert, in den meisten Fällen ist aber der Grenzbereich Agrelopos-Kalk - Nebengestein tektonisch

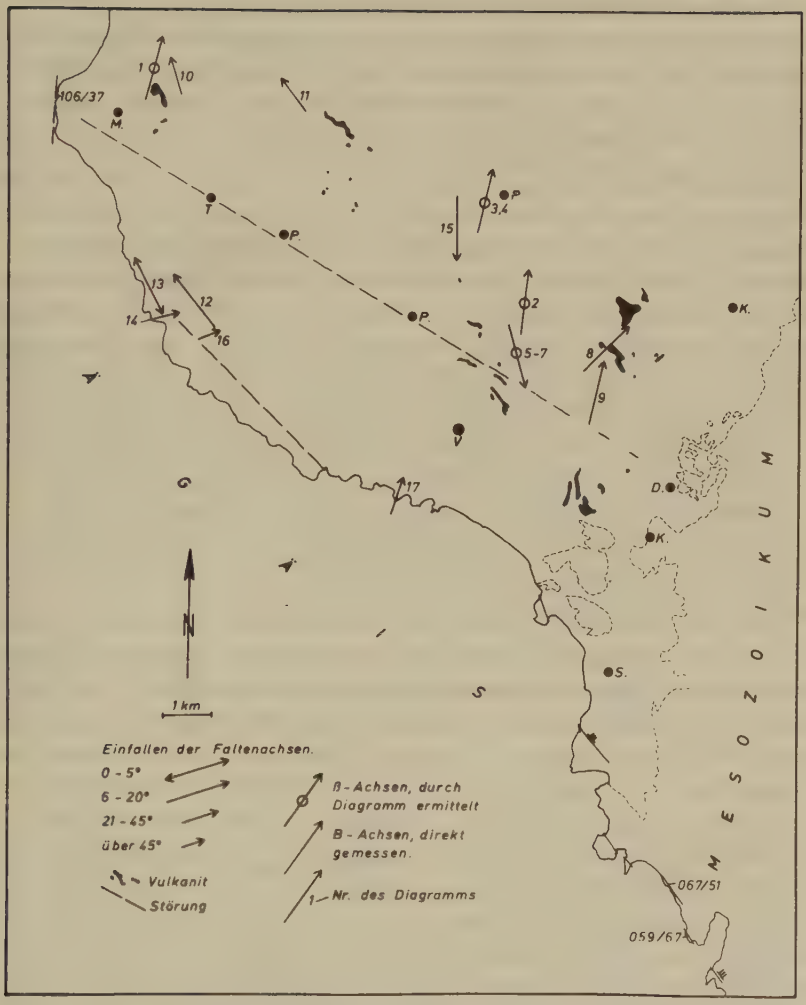


Abb. 22: Tektonische Skizze des Grauwacken-Gebietes von NW-Chios. Schwarz: Verbreitung der Vulkanite.

überformt. Die massigen Riffstöcke des Agrelopos-Kalkes wurden disharmonisch von der Unterlage abgeschert und liegen heute als isolierte Schollen vor. Das gilt besonders für die südlichen Vorkommen des Agrelopos-Kalkes. Die Probe 114 aus dem steilstehenden Liegenden eines Agrelopos-Kalk-Vorkommens, das ca. 1 km ostnordöstlich der Kapelle Ag. Georgios östlich des Malangiotis in 100 m Meereshöhe ansteht, enthält Kalk-Algen des Gedinne (vgl. S.18). Damit ist die tektonische Auflagerung dieses Kalkes bewiesen.

Weitere Hinweise auf den Baustil des Grauwacken-Gebietes ergeben sich aus der Kleintektonik, besonders aus der Verteilung und Orientierung der gemessenen Faltenachsen. Sie stammen zum größten Teil aus Kieselschiefern. Im Gelände gemessene Achsen werden durchweg als B-Achsen angesehen, aus Diagrammen ermittelte Achsen sind mit ß bezeichnet. Für jeden Aufschluß wird nur der Mittelwert der Achsen in der Abb. 22 angegeben (die dazugehörenden Diagramme befinden sich auf Tafel I-II). In der weiteren Umgebung von Trypes streichen mehrere Achsen in südost-nordwestlicher Richtung, einige allerdings auch beinahe senkrecht dazu. Dagegen scharen sich die Faltenachsen im Gebiet von Volissos um die N-Richtung. Die überwiegende Zahl aller Achsen fällt flach ein.

Die insgesamt geringe Anzahl von Achsen ermöglicht es nicht, eindeutig die Hauptfaltungsrichtung festzustellen. Eine varistische SW-NE-Einengung, wie sie von BESENECKER et al. 1968 vermutet wurde, ist aber auch hier denkbar. Die Streichrichtung mehrerer Achsen im Paläozoikum meines Gebietes verläuft nach NW und damit annähernd senkrecht zu dem Streichen der Falten in der Trias. Außerdem stimmt sie gut mit dem bei BRINKMANN 1966 angedeuteten Zonenverlauf des varistischen Gebirges in Westanatolien überein, so daß es berechtigt erscheint, die betreffenden Achsen als varistische Bau-Elemente aufzufassen. Daneben muß mit starker tektonischer Überprägung durch die alpidische Gebirgsbildung gerechnet werden. Hinweise auf Faltung um die NNE-SSW-Richtung geben nicht nur die Streichrichtung der Faltenachsen bei Volissos, sondern auch

der Verlauf der Täler im Grauwacken-Gebiet, die vermutlich parallel zu dem Verlauf der Strukturen-Elemente angelegt worden sind (vgl. Abb. 2).

Sehr häufig, besonders in der Gegend von Melanios, sind die Grauwacken stark zerschert und in linsenförmige Gesteinskörper zerlegt, so daß es nicht einmal möglich ist, das Fallen und Streichen einzelner Bänke zu messen.

Neben den Falten sind Brüche als wesentliche tektonische Formen zu nennen. So folgen die Diabas-Gänge im Paläozoikum der NW-Richtung wie die varistischen Falten-Achsen. Verwerfungen in dieser oder einer anderen Richtung, mit denen zu rechnen ist, können aber in der monotonen Grauwacken-Serie nicht erkannt werden.

Dagegen lassen sich junge, wohl postneogene Störungen aus der Morphologie ablesen. Der heutige Küstenverlauf meines Inselteils wurde hauptsächlich durch Brüche erzeugt. Dabei sind die zum Meer gewandten Inselteile abgesenkt worden. In mehreren Fällen ist das Einfallen der Störungen gut meßbar; sie fallen erstaunlicherweise steil landeinwärts (vgl. Abb. 22). Im Inneren des Grauwacken-Gebietes hat eine Störung das heutige Relief maßgeblich bestimmt. Sie hat die im Kapitel I erwähnte Geländestufe hervorgerufen, welche von Melanios nach SE zieht. Unterhalb dieses Abhanges liegen die meisten Ortschaften innerhalb des Grauwacken-Gebietes, gebunden an Quellen, die nordöstlich der Geländestufe austreten.

Die varistische Diskordanz.

In der Literatur werden von Chios eine Anzahl Faltungsphasen aufgeführt. Vor allem PAECKELMANN 1939 glaubt mehrere Faltungen beobachtet zu haben. Diese Ansicht ließ sich nicht bestätigen. Durch die fast lückenlose Schichtenfolge im Paläozoikum werden die Annahmen PAECKELMANNs eindeutig widerlegt.

Ober-Karbon und Perm sind in NW-Chios aber nicht nachgewiesen worden. In diesem Zeitraum könnte eine varistische Gebirgsbildung stattgefunden haben. Die Schichtlücke allein würde zwar noch keine orogenen Vorgänge beweisen, doch sind nach

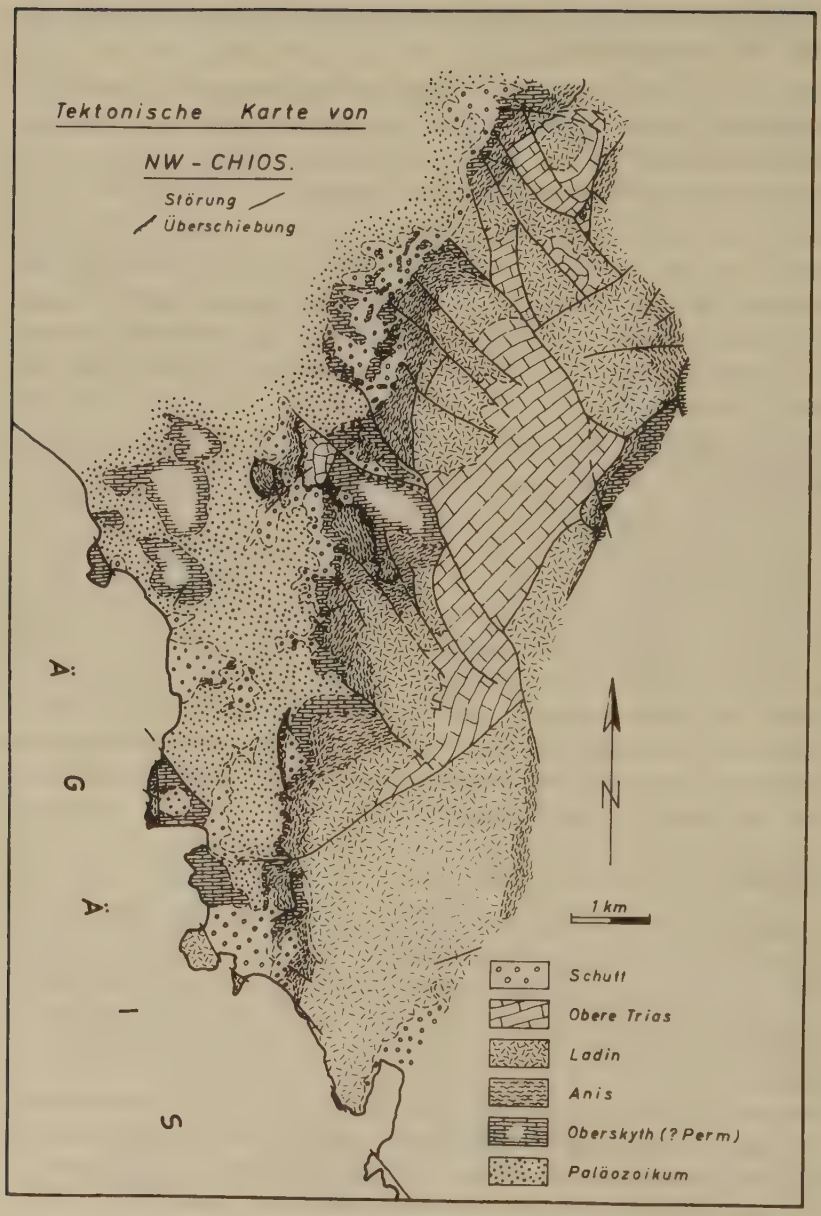


Abb. 23: Verbreitung und Tektonik des Mesozoikums von NW-Chios.

Abb. 23a: Karten-Skizze zu Abb. 23.

TIETZE 1967 und KAUFFMANN 1967 in den Nachbargebieten varistische Diskordanzen mit Sicherheit anzunehmen.

In meinem Gebiet liegt das Basal-Konglomerat der Trias an den meisten Stellen auf leicht verfalteten Grauwacken. An der Grenze Paläozoikum - Trias stoßen zwei Schichtglieder von ganz verschiedenem gesteinsmechanischem Verhalten aufeinander, so daß disharmonische Faltung an dieser Grenzfläche zu erwarten ist. Tatsächlich konnte nirgendwo ein Anlagerungs-Kontakt zwischen der Basalen Serie und dem Paläozoikum in ihrem Liegenden ermittelt werden.

Das Mesozoikum

Bei der Beschreibung der tektonischen Verhältnisse des Mesozoikums werden von N nach S mehrere Teilgebiete getrennt beschrieben. Ihre Abgrenzung ist aus der Abb. 23 a ersichtlich. Im Kartenbild fällt die ruhige Lagerung der Trias auf. Generell herrscht südöstliches Einfallen vor. Zahlreiche Verwerfungen durchziehen die mesozoischen Ablagerungen und zerlegen das Gebiet in schmale Streifen (vgl. Abb. 23).

I. Das Gebiet südöstlich Kipouries zeichnet sich durch flache Lagerung aus. Kräftige Falten sind selten, die Bänke sind flach gewellt (vgl. Abb. 24, Profil I). Die Basale Serie ist nur an wenigen Stellen vorhanden, die tieftriadischen Massenkalke und Dolomite sind an der Basis häufig brecciös. Daraus ist zu schließen, daß die Basis der Trias bei Überschiebungs-Bewegungen abgeschürft worden ist. Einige Brüche durchziehen das Teilgebiet im Streichen, andere senkrecht dazu. An der östlichsten streichenden Störung, die oberhalb des Elinta-Tales verläuft, ist ein Verwurfsbetrag von mehr als 150 m feststellbar. Hier stoßen ladinische Dolomite an Tieftriadische Massenkalke.

II. Das Gebiet östlich Dievcha: Im NW ist dieses Teilgebiet an einer NW-SE-verlaufenden Störung angehoben. Hier folgt auf eine nach S eintauchende Mulde aus tieftriadischem Dolomit im SE ein kleiner Sattel, an den sich noch einige Falten

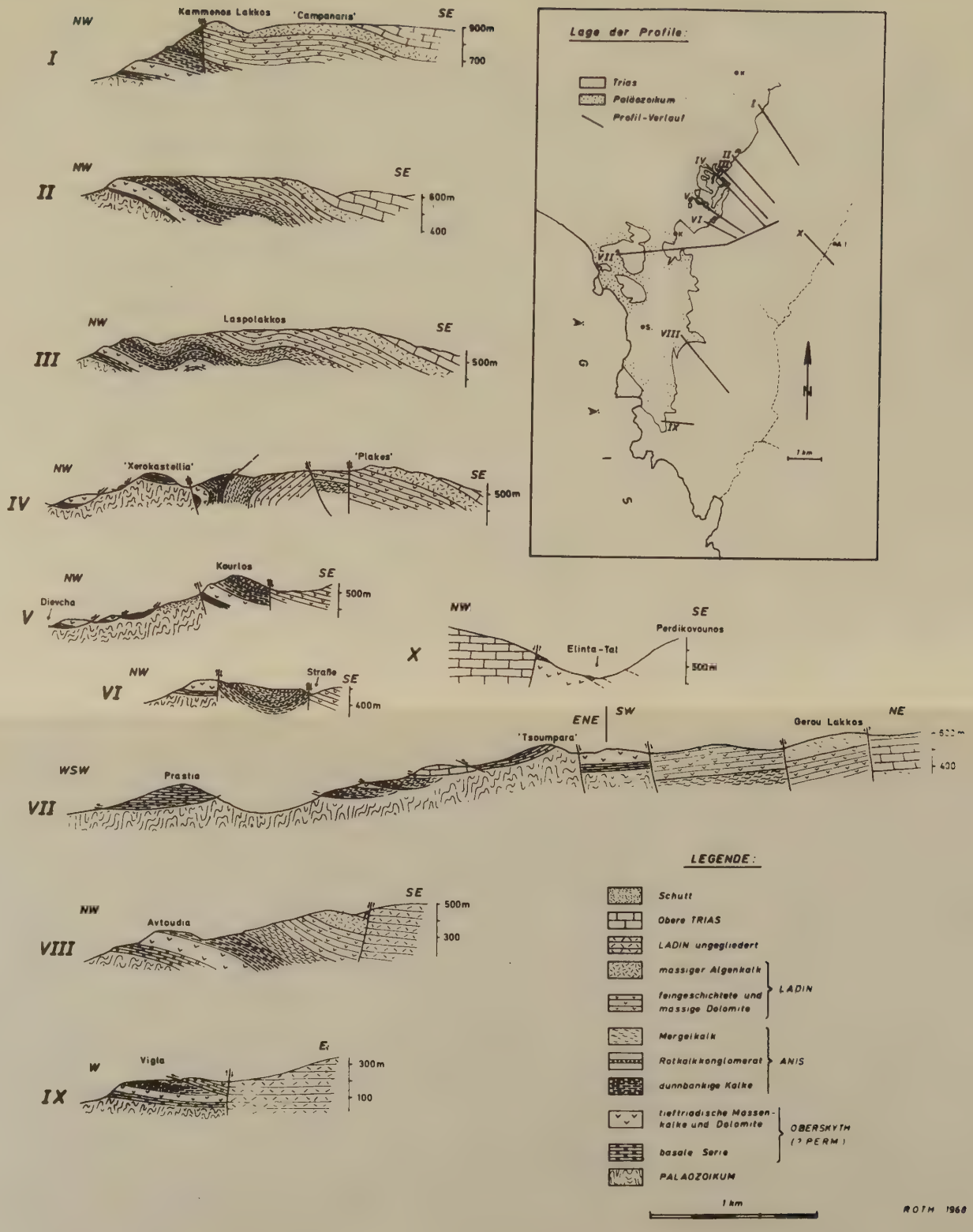


Abb. 24: Geologische Profile aus dem Trias-Gebiet von NW-Chios.

anschließen. Westlich oberhalb des Elinta-Tales trifft man wieder auf die oben genannte Störung, an der die obere Trias auf das Niveau der unteren Trias abgesenkt ist (vgl. Abb. 24, Profil II). Im Profil III macht sich die NW-SE-Einengung stärker bemerkbar, der genannte Sattel tritt deutlicher in Erscheinung.

Die größte Verfaltung ist im Bereich des Profils IV erfolgt. Der Sattel ist im W an einer Störung abgesenkt, nach E überkippt und stark zusammengepreßt worden. Die Mulde, die sich in südöstlicher Richtung anschließt, ist durch Querverwürfe zerstückelt worden. Diese Mulde hebt sich in den Profilen V und VI nach S heraus, der Sattel ist in den Profilen nicht mehr angeschnitten.

III. Das Teilgebiet von Katavasis nach S:
Die tektonische Situation ist hier ganz anders als in dem zuletzt beschriebenen Gebiet. Die Schichtglieder sind nahezu ungefaltet; seitliche Einengung hat aber Überschiebungen in westlicher Richtung bewirkt (vgl. Abb. 25, 25a und 25b). Bei Katavasis liegen mehrere Schuppen dachziegelartig übereinander (vgl. Abb. 24, Prof.II u.X). An der Basis der einzelnen Schuppen sind lokal tektonische Breccien zu beobachten, deren Komponenten ebenfalls aus Breccien bestehen, d.h., daß es hier an der gleichen Bahn mehrfach zu Bewegungen kam. Die Tendenz, seitliche Einengung mit Überschiebung nach W auszugleichen, ist auch im südlichen Teil der Trias-Verbreitung noch zu beobachten. Das wird in dem Profil IX verdeutlicht, das die tektonische Situation am W-Hang des Vigla veranschaulicht. Hier liegt in einer Schuppe Basale Serie über den Mergelkalken des Ladin.

Auch an der Basis der isolierten Triasvorkommen westlich Katavasis und bei Siderounta haben Bewegungen stattgefunden. Darauf deuten Schichtausfälle und tektonische Breccien im Grenzbereich Paläozoikum-Trias.

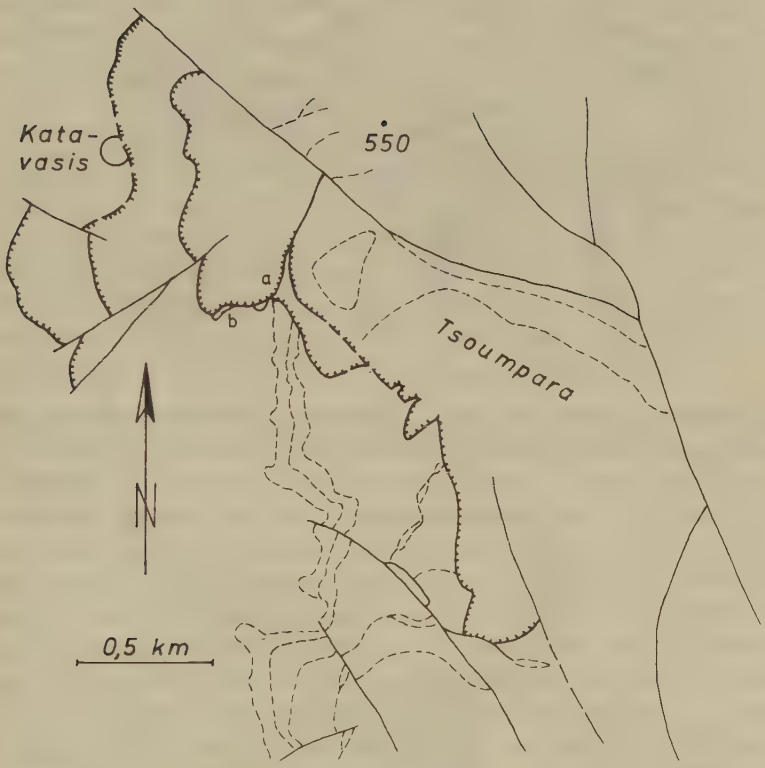


Abb. 25: Tektonische Situation im Teilbereich III östlich Katavasis. ⌇⌇⌇⌇⌇ = Überschiebung.

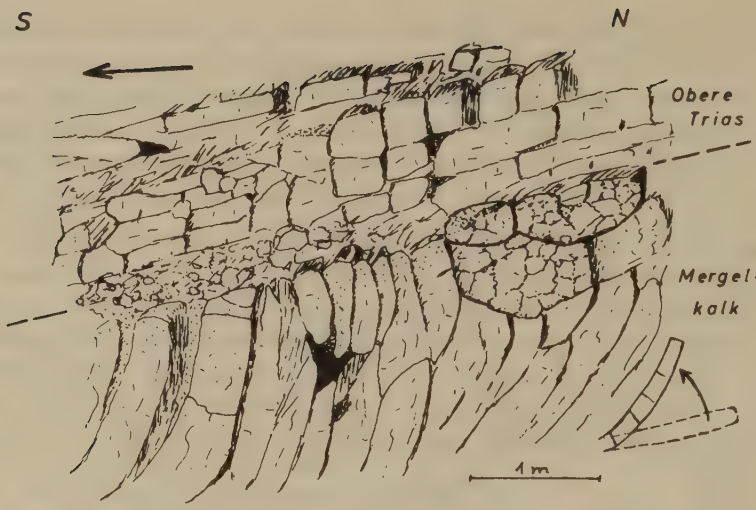


Abb. 25a: Durch darübergleitende Kalke der Oberen Trias aufgerichtete Mergelkalke (zur Lok. vgl. Abb.25,"a").

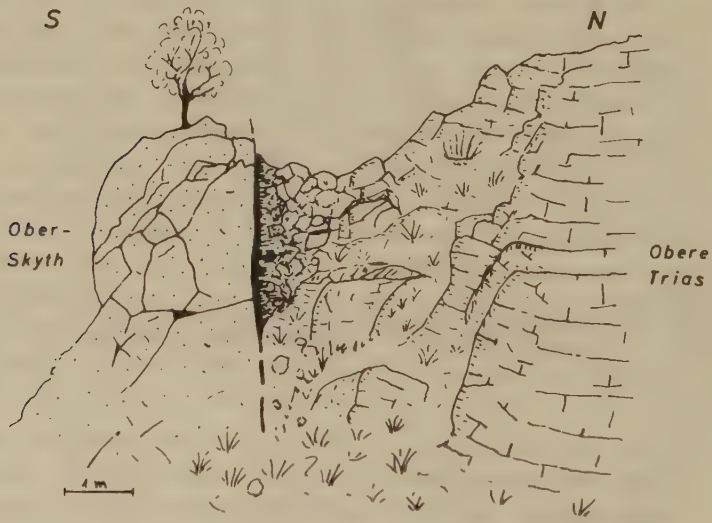


Abb. 25b: Mylonit an der Gleitfläche Obere Trias - Oberskyth (zur Lokalität vgl. Abb. 25, "b").

Im Anschluß an die Einengungs-Vorgänge soll auf die Bruchtektonik eingegangen werden. Auf der Karte tritt ein System von annähernd parallel NW-SE-verlaufenden Störungslinien hervor, durch welches das Triasgebiet in schmale Streifen zerlegt wird. An diesen Störungen werden auch die NE-streichenden Verwerfungen versetzt (vgl. Abb. 23). Die einzelnen durch Störungen begrenzten Schollen sind nach SW gekippt, so daß jeweils die NE-Seite stark angehoben worden ist. Am deutlichsten zeigt sich diese Tendenz am NE-Rand der Scholle östlich Katavasis, wo am N-Hang des Tsoumpara sogar paläozoische Grauwacken anstehen. Neben der Kippung hat scheinbar auch Gleitung in horizontaler Richtung stattgefunden. Dabei würde die nördliche Scholle gegenüber der südlichen relativ nach NW verschoben worden sein. Diese "Horizontalbewegungen" werden durch die beschriebene Schollenkippung vorgetäuscht.

Für eine genaue zeitliche Festlegung der tektonischen Vorgänge fehlen in unserem Gebiet geeignete Sedimente; die Aufeinanderfolge ergibt sich aus dem Kartenbild. Die einengenden Vorgänge, welche Faltung, Überschiebungen und auch einen Teil der NE-streichenden Verwerfungen verursachten, sind mit Sicherheit älter als die NW-SE-streichenden Störungen der Bruchtektonik; denn die zuerst genannten Bauelemente wurden durch die Bruchtektonik versetzt. Decken und W-E-streichende Falten, die in anderen Gebieten von Chios vorkommen, wurden in meinem Arbeitsgebiet nicht beobachtet. Die beschriebene, schwache Faltung dürfte zu den jüngsten Ereignissen der alpidischen Orogenese gehören. NNE-streichende Falten und Verschuppungen wurden von BESENECKER et al. 1968 auch aus anderen Gebieten in Chios beschrieben. Am Avlonia in S-Chios liegen alttertiäre Konglomerate diskordant auf der Oberen Trias; sie sind aber selbst schräg gestellt und streichen NNE-SSW. Darüber liegt wieder diskordant flachgelagertes Neogen. Somit muß die Faltung der Trias im späteren Paleogen oder eventuell im älteren Miocän erfolgt sein. Die Bruchtektonik ist postneogen. Aus dem Tertiärgebiet von SE-Chios ist von BESENECKER et al. 1968 eine intensive Zerrungstektonik beschrieben worden, bei der antithetische Abschiebungen vorwiegend nach NNW

bzw. NW und senkrecht dazu erfolgt sind. Die gleichen Störungsrichtungen herrschen auch in meinem Arbeitsgebiet vor und sind damit sicher zur gleichen Zeit angelegt worden.

Auch das Abgleiten von Triasschollen am W-Rand des Mesozoikums kann erst in jüngster Zeit erfolgt sein. Die Morphologie muß der heutigen sehr ähnlich gewesen sein. Die Beobachtung, daß die Triasschollen sogar an der dem Hang zugewandten Seite nur von wenig Schutt umgeben sind, spricht für ein geringes Alter der Gleitbewegungen. Die einzelnen Schollen fallen zum Hang ein, ein stratigraphischer Verband von den Grauwacken zu den tieftriadischen Massenkalken und Dolomiten ist nicht beobachtet worden. Die Basale Serie fehlt, meist liegen die Massenkalke und Dolomite unmittelbar auf Grauwacken. Aus der Schichtlücke und dem Einfallen folgt, das es sich um echte Gleitmassen handelt. Hangparallele Störungen können höchstens die Gleitung ausgelöst haben. Die Verbreitung der Rutschungen zeigt, daß sie fast ausschließlich am W-Hang des Teilgebietes II erfolgt sind.

Paläogeographische Entwicklung

Soweit nachweisbar, sind die schwarzen Kieselschiefer unter dem Wenlock-Kalk die ältesten Gesteine von NW-Chios. Nach den Verhältnissen in N-Chios müssen sie sehr verbreitet sein. Es ist nicht bekannt, inwieweit auch Grauwacken und Schiefer im tiefen Paläozoikum vorkommen. Gegen Ende des Silurs sind wenige km westlich des heutigen Trias-Randes auf einer N-S verlaufenden Schwelle die Riffe des Agrelopos-Kalkes gewachsen. Diese Schwelle war offensichtlich bis zum Endes des Paläozoikums vorhanden und trennte eine flachere Region im E von dem tieferen Sedimentationsbecken in ihrem W ab. Hier sind im Unter- und Ober-Devon Kalke entstanden, das Unter-Karbon liegt hier vorwiegend in sandig-schiefriger Grauwacken-Fazies vor.

In dem Hauptverbreitungsgebiet des Paläozoikums westlich des Agrelopos-Kalkes wurden mächtige Grauwacken-Serien abgelagert. Aus dem Unter-Devon sind in der Nähe der oben genannten Schwelle noch Schiefer belegt erhalten (Probe 216/1). Ungefähr gleiches Alter könnten die dunklen Kieselschiefer haben, die

in unmittelbarer Nähe der erwähnten Schiefer anstehen. Karbonat-Sedimentation tritt im Unter-Devon sehr zurück. Im Mittel-Devon dürften ganz besonders reichlich Grauwacken sedimentiert worden sein; bislang ist es auf Chios noch an keiner Stelle gelungen, diese Zeit biostratigraphisch zu belegen. Im Oberdevon wurden in dem Becken wieder feinkörnigere Sedimente abgelagert. Ihre größte Verbreitung erlangten die Pelite im toII/toIII. Sie gehen an vielen Lokalitäten nach oben in Kieselschiefer über, die offensichtlich stratigraphisch bis ins tiefste Unter-Karbon reichen. Im Unter-Karbon II/III sind in dem ganzen Grauwackengebiet Kalklinsen entstanden, besonders im Gebiet von Melanios.

Zu Beginn des Jungpaläozoikums ist in Chios auch vulkanische Tätigkeit festzustellen. Mit Keratophyren, Diabasen und Tuffen kündigte sich die varistische Orogenese an, die die paläozoischen Sedimente kräftig verfaltet hat. Auf das Paläozoikum folgt die Trias mit einer konglomeratisch-sandigen Basis. Wegen ihrer unterschiedlichen Mächtigkeit ist es möglich, daß die Basalen Konglomerate und Sandsteine ein Relief im Untergrund ausgefüllt haben. Im Oberskyth begann die Ablagerung von mächtigen Kalk- und Dolomit-Serien.

Zu Beginn des Anis entstanden lokal Hallstätter Kalke, an die sich nach oben im Profil vorwiegend rote Hornstein-Plattenkalke und ein Tuff anschließen. Die Hornstein-Plattenkalke sprechen für eine Absenkung unter das flach-neritische Niveau. Ebenso wie die darüber folgenden feingeschichteten dünnbankigen Kalke müssen sie in ruhigem Milieu entstanden sein. Dieses Schichtglied fehlt in dem Profil an der Straße nahe der Kapelle Ag. Isidoros, im S des Gebietes ist es nur geringmächtig ausgebildet. Deshalb liegt wieder die Vermutung nahe, daß in dem Sedimentationsraum ein stärkeres Relief vorhanden war.

Im Anschluß an diesen Sedimentations-Zyklus müssen irgendwo starke Hebungen stattgefunden haben, was aus der Schüttung von sandigen Rotkalk-Konglomeraten hervorgeht. Nach den darin vorkommenden Komponenten muß es stellenweise zu Aufarbeitungen und Abtragungen bis zur Basis der Trias gekommen sein. Im Profil folgen nach einem sandigen Übergang knollige Mergel-

kalke, die sehr fossilreich sind. Nach dem massenhaften Vorkommen von Kalkalgen wurden sie unter geringer Wasserbedeckung gebildet. Auch im Ladin kam es zu Flachwasser-Ablagerungen. Die feinschichtigen Dolomite des Ladin sind sicherlich im Gezeitenbereich entstanden; die Algenkalke wenig tiefer. Danach fiel das Gebiet trocken. Das beweisen die Verkarstungen an der Oberkante des Algenkalkes und der darin eingelagerte Bauxit. Für die mächtigen Karbonat-Ablagerungen der Oberen Trias muß ebenfalls eine geringe Wassertiefe angenommen werden. Ihre Abfolge: sandig-tonige Basis über einem Emersionshorizont, feingeschichtete Bänke (Loferite), mächtige Kalke mit Megalodonten und abschließender Emersionshorizont kann man als ein Flachsee-Cyclothem im Sinne FISCHER's (1964) ansehen.

Die weitere paläogeographische Entwicklung läßt sich aus dem Arbeitsgebiet nicht ableiten. Einen Überblick geben BESENECKER et al. 1968.

Nutzbare Lagerstätten

In NW-Chios sind keine nennenswerten nutzbaren Lagerstätten vorhanden. Westlich von Kipouries sind der Kalk von Agrelopos und auch einige Diabasgänge stellenweise von braunen Bändern durchzogen, die reich an Zinkblende sind. Es handelt sich hier vermutlich um eine metasomatische Vererzung. 2 km südwestlich von Kipouries konnten am E-Ufer des Malangiotis noch alte Schürfe festgestellt werden. Ein intensiver Abbau der kleinen Erz-Vorkommen hat sich aber offensichtlich nicht gelohnt. Die massigen Kalkbänke der Trias könnten als technische Marmore zu Bauzwecken verwendet werden. Zur Zeit gibt es aber in anderen Gebieten der Insel noch begehrtere Varietäten, die außerdem rationeller abgebaut werden können, weil sie verkehrstechnisch günstiger liegen. Lediglich als Straßenbelag und als Betonzuschlag finden die Kalke wie auch die Schotterfüllungen der Flußtäler Verwendung.

Von ganz lokaler Bedeutung ist die Töpferei bei Metochi. Als Rohmaterial dienen stark verwitterte Partien der Grauwacken-

schiefer.

Für die Bevölkerung sind die Vorräte an Süßwasser lebenswichtig. Im Grauwacken-Gebiet und am Triasrand treten zahlreiche gute Quellen aus. Sie sind aber nur in wenigen Fällen gefaßt und zur Bewässerung von Gärten nutzbar gemacht worden. Die meisten Quellen versickern nach kurzem Lauf im Schutt oder in den Schotterfüllungen der Flußtäler, wo mit einfachen Brunnen noch ein Teil des Wassers wieder gefördert wird.

Innerhalb des Trias-Gebietes ist die Wasserversorgung fast nur durch Zisternen gesichert, an welchen die Viehherden getränkt werden können.

Die Stellung von Chios innerhalb der Ostmediterranen Ketten

Nach der Meinung früherer Autoren, z.B. RENZ 1940 und BRUNN 1960 sollte Chios zur Vardar-Zone KOSSMATs gehören. Im Anschluß an die Neukartierung der Insel Chios ist es angebracht, auf diese Frage kurz einzugehen. Dabei muß auf das ganze Insel-Gebiet Bezug genommen werden. In einem Überblick ist das von BESENECKER et al. 1968 schon geschehen.

Die Zonen-Gliederung der Helleniden erfolgt vor allem nach stratigraphischen und strukturellen Gesichtspunkten. Ablagerungen, die für die Vardar-Zone charakteristisch sind, kommen auf Chios kaum vor, weil hier die Schichtenfolge etwa da endet, wo in der Vardar-Zone die typischen Serien erst beginnen. Danach ist die Zugehörigkeit von Chios zur Vardar-Zone also fraglich. BESENECKER et al. 1968 beschreiben, daß Parallelen in der Entwicklung der unteren und mittleren Trias von Chios zu der Argolis, zu Attika und zu Hydra bestehen; es wird aber auch die auffällige Übereinstimmung in der Ausbildung unter- und mitteltriassischer Gesteine von Chios und Karaburun angeführt.

Strukturen-Elemente, die in der gleichen Streichrichtung wie die auf Chios festgestellten verlaufen, sind in der Literatur schwerer aufzufinden. Für die NW-gerichteten varistischen Falten von Chios bieten sich Parallelen in Westanatolien an (BRINKMANN 1966). Die NNE- bis NE-streichenden alpidischen Falten-Elemente stehen zwar mit der Auffassung von

Abb. 26: Zonen-Gliederung der Helleniden nach BRUNN (aus KRONBERG, Peter: Petrographie und Tektonik im Rhodopen-Kristallin des Tsal Dag, Simvolon und Ost-Pangäon (Griechisch-Makedonien).- N.Jb.Geol. Paläont. Mh., 1966: 410-424, 5 Abb., Stgt. 1966).

BRUNN 1960 im Einklang, wonach die Vardar-Zone bei Chios nach NE umbiegt (vgl. Abb.26). Doch konnten auf Chios keine Longitudinal-Verwerfungen festgestellt werden, welche nach BRUNN 1960 für die Vardar-Zone charakteristisch sein sollen (vgl. BESENECKER et al. 1968).

Die Insel Chios kann deshalb erst nach weiteren Forschungsarbeiten über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in Westanatolien und auf den Inseln zwischen dem griechischen Festland und Chios sicher in die Helleniden eingegliedert werden.

Zusammenfassung:

Vom NW-Teil der Insel Chios (Ägäis) wird eine biostratigraphisch belegte Schichtenfolge vom Silur (Wenlock) bis in die höhere Trias beschrieben. Nach lithologischen Gesichtspunkten sind in meinem Arbeitsgebiet folgende Einheiten zu unterscheiden: Die intensiv zertalte Westhälfte wird beinahe ausschließlich von eintönigen, paläozoischen Grauwacken-Ablagerungen eingenommen, in die nur gelegentlich Schiefer oder Kalke eingelagert sind. Im E schließt sich daran ein Streifen triassischer Karbonat-Gesteine an.

Im Paläozoikum beruhen die Einstufungen der Schichten vor allem auf Conodontenfaunen, daneben wurden Brachiopoden-, Goniatiten- und Kalkalgen-Funde stratigraphisch ausgewertet. Mit Ausnahme der Siegen-Stufe und des Mitteldevons sind alle Stufen des Paläozoikums bis zum höheren Unterkarbon sicher nachgewiesen worden. Die Datierungen stammen aus punktförmigen Einzelaufschlüssen von Kalken und Schiefern, durchlaufende Profile kommen nicht vor. In den Zeitraum vom höchsten Ober-Devon bis Ende Unter-Karbon werden die Vulkanite (Diabas-Gänge, Tuffe und Keratophyre) eingeordnet.

Die Ablagerungen der Trias sind von dem Paläozoikum durch eine Schichtlücke getrennt, welche Ober-Karbon und Perm umfaßt. Die Trias beginnt mit einer konglomeratisch-sandigen Basis, darauf folgen vorwiegend Karbonatgesteine, von denen

die tiefsten datierbaren Partien neben Mollusken und Gastropoden auch Conodonten des Oberskyth enthalten. Die Ablagerungen des Anis setzen sich aus Kalklinsen in Hallstätter Fazies, Hornsteinen mit einem Tuff-Band, Konglomeraten und Mergelkalken zusammen. Daraus werden Conodonten, Ammoniten und Kalkalgen beschrieben. Das übrige Trias-Profil ist dolomitisch-kalkig. Die Einstufungen fußen hier vorwiegend auf Kalkalgen, Foraminiferen konnten nur untergeordnet zu stratigraphischen Zwecken verwandt werden. Auf Massenkalken des Ladin kommt stellenweise ein Kalk-Bauxit vor. Mit einem Emersionshorizont enden die Ablagerungen der Trias. An jüngeren Schichten kommen neben Resten von Flußschottern aus dem Tertiär nur quartärzeitlicher Hangschutt, der stellenweise zu Breccien verfestigt ist, und Talfüllungen vor. Durch die beschriebene Stratigraphie wird die bisherige Auffassung vom tektonischen Bau der Insel Chios revidiert. Außer Silur und Unter-Devon, die nur westlich von Volissos vorkommen, sind die einzelnen Formationen gleichmäßig über das Grauwackengebiet verbreitet (vgl. hierzu HERGET & ROTH 1968). Am Kap Melanios im Westen der Insel wurde Unter-Karbon nachgewiesen. Diese Befunde widersprechen der Modellvorstellung, daß Chios eine Großmulde zwischen den kristallinen Sattelkernen Psara und Oinoussai sei.

Aus Mangel an Leithorizonten konnte eine detaillierte tektonische Analyse des intensiv durchbewegten Paläozoikums nicht erfolgen. Faltenachsen aus Kieselschiefern und Grauwackenschiefern pendeln im W des Gebietes um die NW-NNW-Richtung, die zur varistischen Gebirgsbildung gestellt wird. Die alpidische Gebirgsbildung hat die älteren tektonischen Anlagen des Paläozoikums stark überprägt. Die Ablagerungen der Trias wurden gefaltet und an verschiedenen Stellen nach W in Schuppen übereinander geschoben. Das ganze Gebiet wurde anschließend durch junge Bruchtektonik mit vorwiegend NW-SE-verlaufenden Störungen in einzelne Schollen zerlegt.

Die Zugehörigkeit von Chios zur Vardar-Zone KOSSMATs wird durch die neuen stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse

und durch eine auffallende Übereinstimmung der triassischen Ablagerungen von Chios mit denen in West-Anatolien fraglich. Endgültige Aussagen hierrüber sind zur Zeit aber noch nicht möglich.

IV. Literaturverzeichnis

AUBOUIN, Jean: Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellénides).- Bull. Soc. géol. France, (6), 8: 731-749, 4 Abb., 1 Taf., Paris 1958.

BENDER, Hans: Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias.- Ann. géol. pays helléniques, Athen 1968 a (im Druck).

BENDER, Hans: Der Nachweis von Unter-Anis ("Hydasp") auf der Insel Chios.- Ann. géol. pays helléniques, Athen 1968 b (im Druck).

BENDER, Hans & KOCKEL, Carl W.: Die Conodonten der griechischen Trias.- Ann. géol. pays helléniques, 14: 436-445, 8 Abb., 1 Taf., Athen 1963.

BENDER, Hans & STOPPEL, Dieter: Perm-Conodonten.- Geol. Jb., 82: 331-364, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover 1965.

BERNDT, Horst: Trias und Jura des Ostbalkans.- Ber. math.-phys. Kl., Sächs. Akad. Wiss., 86, 101 S., 3 Abb., 1 Kt., 4 Taf., Leipzig 1934.

BESENECKER, Horst, DÜRR, Stephan, HERGET, Günter, JACOBSHAGEN, Volker, KAUFFMANN, Günter, LÜDTKE, Gerhard, ROTH, Werner & TIETZE, Klaus-Werner: Geologie von Chios (Ägäis). Ein Überblick.- Geologica et Palaeontologica, 2: 121-150, 27 Abb., 2 Taf., Marburg 1968 (im Druck).

BISCHOFF, Günther: Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 19, 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wiesbaden 1957.

BITTNER, Anton: Versteinerungen aus den Trias-Ablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes in der ostsibirischen Küstenprovinz.- Mém. Comité géol. St. Petersbourg, 7, H. 4: 1-35, 4 Taf., Leipzig 1899.

BRINKMANN, Roland: Geotektonische Gliederung von Westanatolien.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1966: 603-618, 6 Abb., Stuttgart 1966.

BRUNN, Jan H.: Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogenèse alpine.- Bull. Soc. géol. France, (7), 2: 470-486, 7 Abb., Paris 1960.

CLARK, David L. & MOSHER, L. Cameron: Stratigraphic, geographic, and evolutionary development of the conodont genus Gondolella.- J. Paleont., 40, H.2: 376-394, 4 Abb., 3 Taf., Tulsa 1966.

DIENER, Carl: The Cephalopoda of the Muschelkalk.- Mém. géol. Survey India, Paleontologica Indica, (15), 2 (2), 118 S., 31 Taf., Calcutta 1895.

ERBEN, Heinrich K.: Zur Analyse und Interpretation der Rheinischen und Herzynischen Magnafazies des Devons.- Symposium Silur/Devon-Grenze 1960: 42-61, 6 Abb., 2 Tab., 4 Beil., Stuttgart 1962.

FISCHER, Alfred G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic.- Kansas geol. Surv. Bull, 169: 107-149, 38 Abb., Lawrence 1964.

FLÜGEL, Helmut: Die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums.- Geotekt. Forsch., 18: 1-68, 16 Abb., 3 Tab., 7 Beil., Stuttgart 1964.

FRECH, Fritz: Die Leitfossilien der Werfener Schichten.- Resultate wiss. Erforsch. Balatonsees, 1, 1, Pal. Anh. VI: 1-95, 25 Abb., 16 Taf., Wien 1912.

GLENISTER, Brian F. & KLAPPER, Gilbert: Upper Devonian Conodonts from the Canning Basin, Western Australia.- J. Paleont., 40: 777-842, 3 Abb., 12 Taf., Tulsa 1966.

HERAK, Milan: Mesozoische Kalkalgen der Insel Chios (Griechenland).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 129: 97-104, 5 Taf., Stuttgart 1967.

HERGET, Günter & ROTH, Werner: Stratigraphie des Paläozoikums im Nordwest-Teil der Insel Chios (Ägäis).- N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 131: 46-71, 7 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1968 (im Druck).

HÖLL, Rudolf: Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/ Griechenland.- Abh. bayr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F., 127, 118 S., 12 Abb., 1 Tab., 4 Ktn., München 1966.

HOPPE, Peter: Die Geologie der Berge um Grazalema (West-Andalusien, Spanien).- Inaugural-Diss., 104 S., 11 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Bonn 1965.

HUCKRIEDE, Reinhold: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert.- Paläont.Z., 32: 141-175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1958.

IGO, Hisayoshi, KOIKE, Toshio & YIN, E.H.: Triassic Conodonts from Kelantan, Malaya (Studies of Asiatic Conodonts, Part III).- Mem. Merjiro Gakuen Woman's Junior College, 2: 5-20, 1 Abb., 2 Taf., Tokio 1965.

JACOBSHAGEN, Volker: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961: 477-483, 2 Tab., Stuttgart 1961.

KAUFFMANN, Günter: Fossil-belegtes Alt-Paläozoikum im Nordostteil der Insel Chios (Ägäis).- N. Jb. Paläont. Mh., 1965: 647-659, 5 Abb., Stuttgart 1965.

KAUFFMANN, Günter: Die Schichtfolge von NE-Chios (Ägäis). Unveröff. Diplomarbeit, 174 S., 60 Abb., 1 Kt., Marburg 1967.

KNAUER, Erich: Geländemethoden zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit (Tüpfelreaktionen).- Z. angew. Geol., 3 (1): 35, Berlin 1957.

KOCKEL, Carl W.: Zur Stratigraphie und Tektonik Bulgariens.- Geol. Rdsch. 18: 350-395, 1 Kt., Berlin 1927.

KOSSMAT, Franz: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.- Aus: Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geol. dargestellt, 12, 198 S., 18 Abb., 1 geol. Kt., Berlin 1924.

KTENAS, Konstantin: Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chio (Mer Egée).- C. r. Soc. géol. France, 1921: 131-132, Paris 1921 a.

KTENAS, Konstantin: Sur le carbonifère de l'île de Chio (Mer Egée).- C. r. Soc. France, 1921: 146-148, Paris 1921 b.

KTENAS, Konstantin: Les îles de Psara et d'Antipsara.- C. r. Soc. géol. France, 1921: 170-172, Paris 1921 c.

KTENAS, Konstantin: Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de mer Egée.- Congr. géol. internat. 1922. Liège 1923: 571-583, Abb. 1-3, 1 Taf., Bruxelles 1923 a.

KTENAS, Konstantin: Sur la découverte d'un horizon à Productus cora à l'île de Chio (Mer Egée).- C. r. Soc. géol. France, 1923: 206-207, Paris 1923 b.

KTENAS, Konstantin: Rapport sur les recherches géologiques effectuées à l'île de Chio pendant l'été 1927.- Prakt. Akad. Athinon, 3: 702-715,1 Abb., Athen 1928.

KTENAS, Konstantin & RENZ, Carl: Découverte du Werfénien supérieur ammonitifère dans l'île de Chio.- Prakt. Akad. Athinon, 3: 400-407, 2 Abb., Athen 1928.

KTENAS, Konstantin & RENZ, Carl: Neue Fossilfunde auf der Insel Chios.- Prakt. Akad. Athinon, 6: 343-347, Athen 1931.

KULLMANN, Jürgen: Die Ammonoidea des Devons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).- Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz, math.-naturwiss. Kl., 1960: 455-559, 20 Abb., 9 Taf., Wiesbaden 1960.

MARAVELAKIS, Maximos I.: The eruptive rocks and metallogeny of Chios Island.- Archimedes, 16: 85-95, 4 Abb., 1 Kt., Athen 1915.

MARAVELAKIS, Maximos I.: The eruptive rocks and metallogeny of Chios Island.- Archimedes, 17: 18-24, 3 Abb. Athen 1916.

MARINOS, Georg: Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen.- Geol. Rdsch., 46: 421-426, 1 Abb., Stuttgart 1957.

MASLOW, Wladimir P.: Fossile Kalkalgen der UdSSR.- Akad. Nauk UdSSR. Trud. Inst. geol. Nauk, 160, 301 S., Moskau 1956.

MEISCHNER, Klaus-Dieter: Proc:6th. Internat. Congr. Carbon. Strat. Geol., Sheffield 1967.

MOJSISOVICS, Edmund von: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz.- Abh. geol. Reichsanst. 10, 322 S., 94 Taf., Wien 1882.

MOORE, Raymond C.: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I, Mollusca 4.-, 490 S., 557 Abb., Lawrence/Kansas (Geol. Soc. Amer.) 1957.

OGILVIE-GORDON, Maria M.: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III.: Paläontologie.- Abh. Geol. Bundesanst., 24, 2, 89 S., 13 Taf., Wien 1927.

PAECKELMANN, Wilhelm: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios.- Z. deutsch. geol. Ges., 91:341-376, 8 Abb., 2 Taf., Berlin 1939.

PAULI, F. W.: Die Insel Chios in geographischer, geologischer, ethnologischer und kommerzieller Hinsicht.- Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 1880-81: 99-114, Hamburg 1883.

PETRASCHECK, Walther E.: Lagerstättenlehre.- 2. Aufl., 374 S., 232 Abb., Wien 1961.

PETTER, Germaine: Goniatites Dévoniennes du Sahara.- Publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie, (n. sér.) Paléont. Mém. 2, 313 S., 58 Abb., 26 Taf., Alger 1959.

PHILIPPSON, Alfred: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien, II.: Jonien und das westliche Lydien.- Petermanns geogr. Mittl, Erg.-Bd., 37(172): 57-63, 1 Kt., Gotha 1911.

RENZ, Carl.: Die Tektonik der griechischen Gebirge.- Mém. Acad. Athènes, 8, 171 S., 2 geol. Ktn., Athen 1940.

RENZ, Carl: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands.-Inst. Geol. and Subsurface Res. Athens, 637 S., 4+11 Abb., 4 Taf., 6 Ktn., Athen 1955.

RENZ, Carl & REICHEL, Manfred: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem I. und II.- Ecl. geol. Helvetiae, 38: 211-313, 3 Abb., 1 Taf., Basel 1946.

RICHTER, Max: Über Zusammenhänge der Gebirge im östlichen Mittelmeer.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1966: 73-87, 2 Abb., Stuttgart 1966.

ROEHL, Ernst: Zur Fazies, Petrographie und Lithogenese der Zechstein 2-Karbonate in der nördlichen Hessischen Senke.- Inaugural-Diss., 118 S., 5 Abb., 7 Taf., Kiel 1963.

SANNEMANN, Dietrich: Oberdevonische Conodonten (toIIα).- Senck. leth., 36 (1/2): 123-156, 3 Abb., 6 Taf., Frankfurt 1955.

SCHINDEWOLF, Otto H.: Beiträge zur Kenntnis des Paläozoicums in Oberfranken, Ostthüringen und dem Sächsischen Vogtlande. I. Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof a.S.-N. Jb. Miner. Geol. u. Paläont. Beil.-Bd. 40B:250-357, 21 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1923.

SCHWARZ, Albert: Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären, festen Kieselsäuregesteinen nichtklastischen Ursprungs.- Senckenbergiana, 11: 159-192, 15 Abb., 3 Taf., Frankfurt 1929.

SPRATT, T.: Observatios on the geology of the southern part of the Gulf of Smyrna and the Promontory of Karabournou.- Quart. J. geol. Soc. London, 1: 156-162, 6 Abb., 1 Kt., London 1845.

STAESCHE, Ulrich: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol.-N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 119: 247-306, 73 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1964.

TATGE, Ursula: Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk, I. Teil.- Paläont. Z., 30: 108-127, 12 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1956.

TATGE, Ursula: Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk, II. Teil.- Paläont. Z., 30: 129-147, Stuttgart 1956.

TELLER, Friedrich: Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. Denkschr. k. Akad. Wiss., 40: 340-356, 1 Skiz., 1 Kt., Wien 1880.

TIETZE, Klaus-Werner: Die Schichtenfolge im mittleren Teil von Chios (Ägäis).- Unveröff. Diplomarbeit, 114 S., 51 Abb., 1 Kt., Marburg 1967.

VOGES, Adolf: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes.- Paläont. Z., 33: 266-314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1959.

WALLISER, Otto H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 28-52, 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1957.

WALLISER, Otto H.: Conodonten des Silurs.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 41, 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.

WEDEKIND, Rudolf: Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). (Mit Ausschluß der Mimoceratidae, Glyphioceratidae und Prolecanitidae).- Palaeontogr., 62: 85-184, 54 Abb., 9 Taf., Stuttgart 1918.

WEISSERMEL, Waldemar: Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios.- Z. deutsch. geol. Ges., 90: 65-74, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1938.

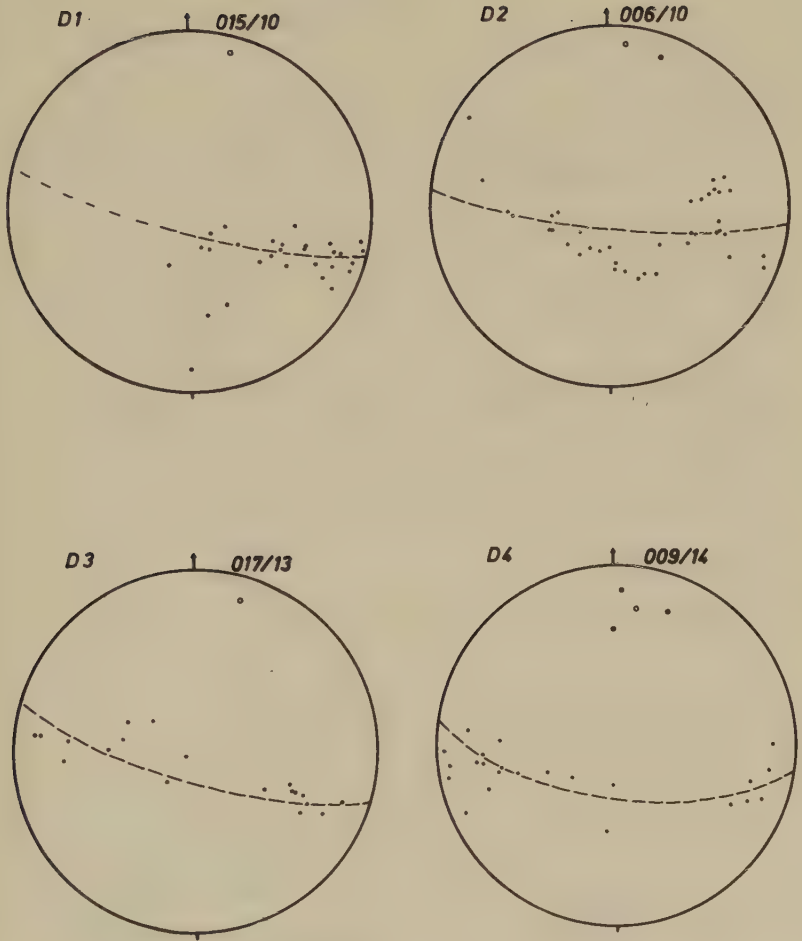
WITTEKIND, Hanspeter: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 9: 621-646, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Krefeld 1965.

ZIEGLER, Willi: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87: 7-77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf., Wiesbaden 1958.

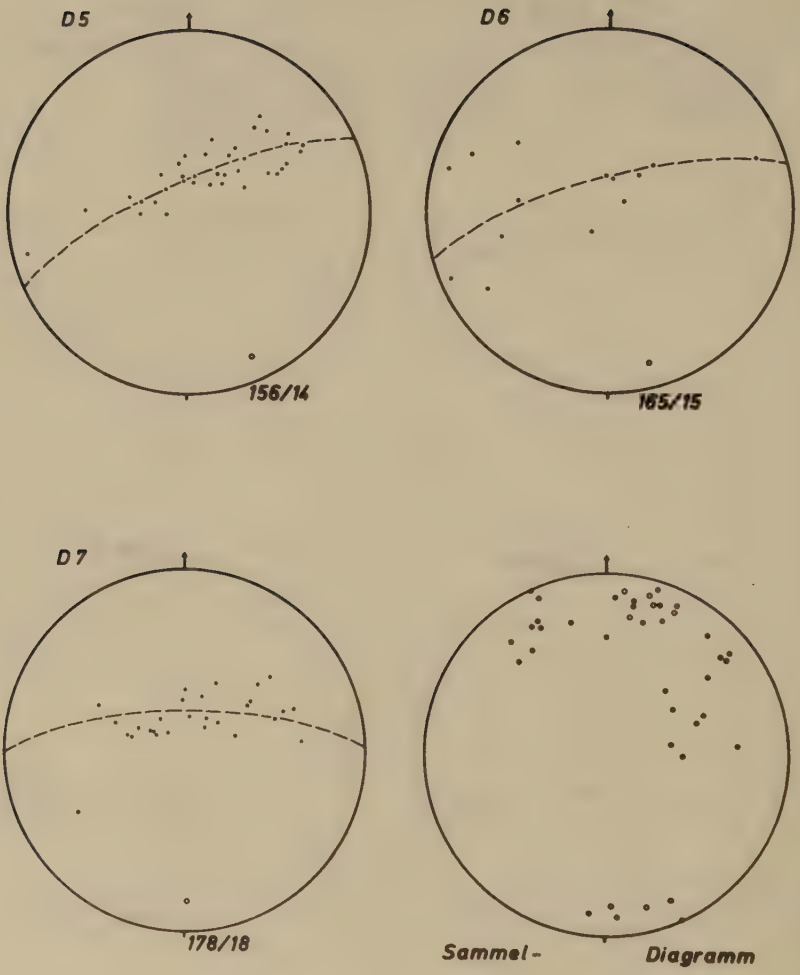
ZIEGLER, Willi: Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge).- Paläont. Z., 34: 169-201, 2 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1960.

ZIEGLER, Willi: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 38, 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962 a.

ZIEGLER, Willi: Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray (südwestlich Rheinberg/Niederrhein).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6: 391-406, 1 Abb., 4 Taf., Krefeld 1962 b.



Tab. I: Diagramme aus dem Grauwacken-Gebiet von NW-Chios (● = B-Achsen; o = β-Achsen; · = Flächenpole).



Tab. II: Diagramme aus dem Grauwacken-Gebiet von NW-Chios (● = B-Achsen; o = ß-Achsen; · = Flächenpole).

Lebenslauf

Am 24.12.1936 wurde ich in Döllbach, Krs. Fulda geboren. Meine Eltern sind der Landwirt Josef Roth und seine Ehefrau Mathilde, geb. Bleuel.

Vom Herbst 1943 bis Ostern 1950 besuchte ich in Döllbach die Volksschule, von Ostern 1950 an die Aufbauschule in Fulda. Im Frühjahr 1957 legte ich die Reifeprüfung ab.

Das Studium der Geologie begann ich im SS 1958 an der Philipps-Universität Marburg. Ich legte im Frühjahr 1960 die Diplom-Vorprüfung für Geologen, das Diplom-Examen für Geologen im WS 1964/65 ab. Im SS 1960 studierte ich an der Universität Erlangen, das WS 1960/61 an der Universität Wien.

Meine Akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten:

BARTH, BREHLER, CLEFFMANN, DIMROTH, DRAWERT, FRICKE, GUNZERT, HELLNER, HÖHL, HUCKRIEDE, HUSTER, JACOBSHAGEN, KESSEL, KOCH, KOCKEL, LESCHIK, MAHR, MILDENBERGER, PFEIL, PIRSON, Wo. SCHMIDT, SEIDEL, TRUNKO, UDLUFT, VORTISCH, WALCHER, WALLISER, WINKLER und Frau Prof. ROSENTHAL-KAMARINEA in Marburg/Lahn.

BIRZER, ERNST, v.FREYBERG, HELLER, SCHNITZER, STAMMER und WUNDER in Erlangen.

BREITINGER, EXNER, FINK, KIRNBAUER, KÜHN, KÜPPER, MEDWENITSCH, PAPP, PETRASCHECK, THENIUS und WIESENEDER in Wien.